

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**ANÁLISIS MICROFACIAL, PALEONTOLÓGICO Y GEOQUÍMICO EN
CARBONATOS DE LA FORMACIÓN EL ABRA, CERRITOS, SAN
LUIS POTOSÍ, MÉXICO**

PRESENTA

JENNIFER RAMOS HERNÁNDEZ

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO
DE MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

SEPTIEMBRE, 2018



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**ANÁLISIS MICROFACIAL, PALEONTOLÓGICO Y GEOQUÍMICO EN
CARBONATOS DE LA FORMACIÓN EL ABRA, CERRITOS, SAN LUIS
POTOSÍ, MÉXICO**

ELABORADA POR

JENNIFER RAMOS HERNÁNDEZ

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL
GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.
DIRECTOR DE TESIS

A handwritten signature in blue ink, appearing to read "yo B. B.", is written over a horizontal line.

DRA. YOLANDA PICHARDO BARRÓN



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**ANÁLISIS MICROFACIAL, PALEONTOLÓGICO Y GEOQUÍMICO EN
CARBONATOS DE LA FORMACIÓN EL ABRA, CERRITOS, SAN LUIS
POTOSÍ, MÉXICO**

ELABORADA POR

JENNIFER RAMOS HERNÁNDEZ

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL
GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.
COMITÉ DE TESIS

A handwritten signature in blue ink, appearing to read "yo Pichardo", written over a horizontal line.

DRA. YOLANDA PICHARDO BARRÓN

A handwritten signature in blue ink, appearing to read "JA", written over a horizontal line.

DR. JAVIER AGUILAR PÉREZ

A handwritten signature in blue ink, appearing to read "Rubén", written over a horizontal line.

DR. RUBÉN A. LÓPEZ DONCEL

A través de este medio declaro bajo protesta de decir verdad, haber realizado esta tesis de manera personal y utilizando únicamente los medios, equipos, procedimientos y asesorías descritas en la misma. •

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'Jennifer Ramos Hernández', written in a cursive style.

Jennifer Ramos Hernández

QUERER ES UNA GRAN COSA,
PORQUE LA ACTIVIDAD Y EL TRABAJO
PROCEDEN GENERALMENTE DE LA VOLUNTAD,
Y EL TRABAJO CASI SIEMPRE VA ACOMPAÑADO DEL ÉXITO.
TRABAJO, VOLUNTAD Y ÉXITO LLENAN LA VIDA DE UN HOMBRE.
LA VOLUNTAD ABRE LAS PUERTAS DEL ÉXITO, BRILLANTE Y FELIZ;
EL TRABAJO TRASPONE ESTAS PUERTAS Y AL FINAL DEL VIAJE
EL ÉXITO CORONA LOS ESFUERZOS REALIZADOS.

- **LOUIS PASTEUR**

“EL ENTRENAMIENTO NO ES NADA, ¡LA VOLUNTAD LO ES TODO! LA VOLUNTAD DE ACTUAR”.

- **DUCARD (RA'S AL GHUL)**

DEDICATORIA

Éste trabajo lo dedico principalmente a mis papás, Edna y Andrés y a mi hermano Sebastián porque su apoyo incondicional, amor y comprensión hicieron más fáciles estos dos años. Muchas gracias por siempre apoyarme en mis decisiones y por alentarme a cumplir con esta y cada una de las metas que me propongo. Los quiero mucho y les agradezco infinitamente todo lo que me han dado.

A mi esposo Alan, por acompañarme y brindarme su paciencia, comprensión y amor durante este proceso.

Al resto de mi familia por alegrarme la vida y siempre creer en mí; a mis tías que están en el cielo, porque hasta el último momento estuvieron motivándome a seguir mis metas, gracias por todo el cariño que me dieron, siempre las llevo en mi corazón.

“El logro mío, es logro suyo que mi esfuerzo está inspirado en ustedes”

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo, ideas, sugerencias y colaboración de quienes estuvieron a mi lado a lo largo de estos dos años, por eso quiero darles mi más sincero agradecimiento a todas las personas involucradas en este proceso. Las palabras no alcanzan para agradecer.

A la **Dra. Yolanda Pichardo Barrón** por dirigir esta tesis, por abrirme las puertas y brindarme su ayuda desde el primer momento. Muchas gracias por todos los consejos, por compartir sus conocimientos conmigo y por estar siempre al pendiente, pero sobre todo gracias por la amistad y agradables momentos de convivencia.

Al mis co-asesores, el **Dr. Javier Aguilar Pérez** y el **Dr. Rubén López Doncel**, por aportar sus conocimientos e ideas y el valioso tiempo que me dedicaron para que este trabajo se llevara a cabo.

Gracias a los tres por el apoyo incondicional en campo y laboratorio y por la amistad que me brindaron todo este tiempo.

Así mismo agradezco la colaboración y consejos del **Dr. Fernando Velasco Tapia** y el **Dr. Uwe Jenchen** en lo que hace referencia a la geoquímica de los carbonatos, gracias por toda la ayuda y orientación sobre este tema.

A la **Facultad de Ciencias de la Tierra**, al Dr. Sóstenes Méndez Delgado director de la Dependencia, al Dr. Carlos G. Aguilar Madera subdirector de posgrado y todo el personal administrativo por abrirme las puertas y permitirme llevar a cabo esta maestría. También les agradezco el apoyo económico para realizar estancias y salidas al campo.

Al **M.C. Andrés Ramos Ledezma** por su apoyo como padre, pero además por permitirnos trabajar en el Laboratorio de Paleontología y facilitarnos material bibliográfico.

A los **profesores** que me formaron y guiaron en el ámbito de la geología y de los cuales aprendí mucho: Dr. Juan Carlos Montalvo, Dr. Fernando Velasco, Dr. Uwe Jenchen, Dr. Gabriel Chávez, Dr. Juan Alonso Ramírez.

Al **Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí**, al Dr. Rafael Barboza director del Instituto por consentir que realizara estancias, así como usar las instalaciones y laboratorios, al Dr. Alfredo Aguillón por su apoyo en las cuestiones de geoquímica, al Ing. Erasmo Mata, encargado del laboratorio de preparación por ayudarme a hacer las láminas delgadas. Gracias infinitas a todo el personal y demás personas que estuvieron involucradas durante mis estancias en el Instituto, por facilitarme las cosas y hacerme sentir en casa.

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)** por el apoyo económico brindado durante los dos años de maestría.

A mis **compañeros de generación**, Sandy, Ana, Tano, Civil, Jaime, Roberto, Mike, Máquina, Leo y Briones, gracias por todos los buenos y divertidos momentos, pero sobre todo por el apoyo cuando lo necesité. Finalmente, pero no menos importante, a mis compañeras y coaches de **Sables Tochito** por enseñarme que, si te caes, te levantas con la frente en alto y sigues corriendo, gracias por los muchos ratos de risas y por hacer de este último semestre más ameno. Los quiero.

ÍNDICE

RESUMEN	xvi
ABSTRACT	xviii
I. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Justificación	2
1.2 Objetivo general.....	2
1.2.1 Objetivos particulares	3
1.3 Hipótesis	3
1.4 Antecedentes.....	3
1.5 Área de estudio.....	6
1.6 Metodología	8
1.6.1 Campo	8
1.6.2 Laboratorio.....	9
1.6.2.1 Análisis microfacial y paleontológico	9
1.6.2.2 Análisis geoquímico y mineralógico	10
1.6.3 Gabinete	11
1.7 Marco geológico.....	11
1.7.1 Evolución paleogeográfica de la Plataforma Valles – San Luis Potosí.....	12
1.7.2 Geología local: estratigrafía	14
1.8 Descripción del perfil estratigráfico	19
1.8.1 Litologías.....	19
II. ANÁLISIS MICROFACIAL	25
2.1 Ortoquímicos	25
2.2 Aloquímicos	26
2.3 Asociación de microfacies (AMF).....	28
III. ANÁLISIS PALEONTOLÓGICO	34
3.1 Macrofósiles.....	35
3.1.1 Rudistas.....	35
3.2 Microfósiles	39
3.2.1 Foraminíferos bentónicos	39

	3.2.2 Algas calcáreas.....	47
3.3	Ichnología	51
IV.	EVAPORITAS.....	53
4.1	Carbonatos peritidales	53
V.	ANÁLISIS GEOQUÍMICO Y MINERALÓGICO	60
5.1	Elementos traza	63
5.2	Elementos de tierras raras (ETR)	64
	5.2.1 Anomalías de Ce y Eu	65
	5.2.2 Clasificación de los ambientes tectónicos.....	67
5.3	Mineralogía	72
VI.	MODELO DE DEPÓSITO Y DISTRIBUCIÓN DE FACIES	75
VII.	CONCLUSIONES	78
VIII.	BIBLIOGRAFÍA	81

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio en la Carta Geológico – Minera Peotillos F14 – A75 (López Doncel et al. 2008).	7
Figura 2. Límites de la Plataforma Valles – San Luis Potosí durante el Cretácico (Carrillo Bravo, 1971)	11
Figura 3. Paleogeografía de la Plataforma Valles – San Luis Potosí durante el Barremiano (izquierda) y Albiano – Cenomaniano (derecha) (Padilla y Sánchez, 2007).	13
Figura 4. Paleogeografía de la Plataforma Valles – San Luis Potosí durante el Turoniano – Maastrichtiano (Padilla y Sánchez, 2007).	14
Figura 5. Columna estratigráfica del occidente de la Plataforma Valles – San Luis Potosí (Torres Hernández, 1999; López Doncel et al. 2008).	18
Figura 6. Simbología empleada en la representación gráfica de la columna estratigráfica de Peña de Salazar.	21
Figura 7. Columna estratigráfica del perfil Peña de Salazar.	22
Figura 8. <i>Packstone</i> peloidal. Microfacies con abundantes peloides de formas esférica y oval, así como fragmentos de algas calcáreas (<i>Permocalculus irenae</i> Elliott) en secciones transversal y longitudinal.	27
Figura 9. <u>AMF 1</u> con pequeños foraminíferos bentónicos. <u>AMF 2</u> con fragmentos de pelecípodos.	31
Figura 10. <u>AMF 3</u> con textuláridos y miliólidos. <u>AMF 4</u> con peloides, bioclastos y cortoides.	32
Figura 11. <u>AMF 5.</u> a) Microlaminación de textura <i>wackestone/grainstone</i> , b) <i>Packstone</i> peloidal y algas calcáreas.	33
Figura 12. Grupo de <i>Eoradiolites liratus</i> (Conrad), se observa cómo algunos organismos están “entrelazados” a través de las crestas, característica que identifica a esta especie de rudistas.	36
Figura 13. Brecha calcárea con <i>bouquets</i> de <i>Eoradiolites liratus</i> (Conrad), <i>in situ</i> .	37

Figura 14. Ejemplar de <i>Hippurites resectus</i> Defrance en el cual se aprecian el primer pilar (P1), el segundo pilar (P2) y el ligamento (L) de la valva derecha.	38
Figura 15. Grupo de <i>Hippurites resectus</i> Defrance <i>in situ</i> en un plano de estratificación.	39
Figura 16. Morfología básica para la clasificación de los foraminíferos (Zerfass y Andrade, 2015).	40
Figura 17. Características de la pared de foraminíferos. a) Aglutinados, b) Porcelanados (Flügel, 2004).	40
Figura 18. Foraminíferos textuláridos (pared aglutinada): <i>Nezzazatinella picardi</i> Henson.	44
Figura 19. Foraminíferos textuláridos (pared aglutinada). a, b) <i>Daxia cenomana</i> Cuvillier y Szakall, c, d) <i>Cuneolina pavonia</i> d' Orbigny, e, f) <i>Cuneolina parva</i> Henson.	45
Figura 20. Foraminíferos textuláridos (pared aglutinada) y miliólidos (pared porcelanada). a-c) <i>Peudolituonella reicheli</i> Marie, d, e) <i>Peneroplis parvus</i> De Castro, junto a este, un ejemplar de <i>Quinqueloculina</i> sp., f) Conchas de nezzazatinélidos, al centro un foraminífero biserial.	46
Figura 21. Foraminíferos textuláridos (pared aglutinada) y miliólidos (pared porcelanada). a, b) Pequeños foraminíferos biserials en sección axial, c, d) Foraminíferos bentónicos porcelanados en sección ecuatorial.	47
Figura 22. Clasificación morfológica para las especies de <i>Permocalculus</i> . a) Forma de dedo/irregular (<i>P. irenae</i>), b) Subcilíndrica (<i>P. budaensis</i>), c) Ovoide (<i>P. elliotti</i>), d) Esférica (<i>P. discoideus</i>), e) Ancho – angosto (<i>P. ampullaceus</i>) (Schlagintweit, 1991).	48
Figura 23. Secciones longitudinales y transversales de <i>Permocalculus irenae</i> Elliott. Note la forma subcilíndrica de los segmentos y el talo bien diferenciado.	49
Figura 24. Microfacies de <i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i> (Raineri) con foraminíferos bentónicos y moluscos.	50
Figura 25. Plano de estratificación con presencia de icnofósiles, <i>Thalassinoides suevicus</i> (Maze).	52

Figura 26. Diagrama que señala los sitios de depósito de las facies subtidal, intertidal y supratidal (Walker, 1984).	54
Figura 27. Microlaminación con alternancia de micrita y esparita. En algunos horizontes esparíticos, se observan pequeños fragmentos de bioclastos.	55
Figura 28. <i>Packstone</i> peloidal. Microfacies con abundantes peloides de morfología oval y fragmentos de algas calcáreas (<i>Permocalculus irenae</i> Elliott) en secciones transversales y longitudinales.	56
Figura 29. a) Secuencia de caliza intercalada con yeso, b) Capa de yeso, c) Brecha masiva.	59
Figura 30. Patrones de elementos de tierras raras en las muestras analizadas normalizados a condritas. Datos de normalización tomados de Taylor y McLennan (1980).	65
Figura 31. Diagramas de correlación de Ce/Ce* contra a) (La/Yb) _n , b) (La/Sm) _n , c) (Sm/Yb) _n y d) (La/Ce) _n normalizados a condritas. En el diagrama se muestran los ambientes en que se depositaron las rocas.	69
Figura 32. Diagramas de correlación de a) Eu/Eu* contra Ce/Ce* y (La/Ce) _n contra b) (La/Yb) _n , c) (La/Sm) _n y d) (Sm/Yb) _n normalizados a condritas. En el diagrama se muestran los ambientes en que se depositaron las rocas.	70
Figura 33. Diagramas de correlación de (La/Yb) _n contra a) (Sm/Yb) _n , b) (La/Sm) _n , c) (Sm/Yb) contra (La/Sm) _n normalizados a condritas y d) Sr/Ba contra Sr/Rb. En el diagrama se muestran los ambientes en que se depositaron las rocas.	71
Figura 34. Difractograma que muestra los principales minerales presentes en las rocas del área de estudio (Muestras PSJR01, 06, 09, 13).	73
Figura 35. Difractograma que muestra los principales minerales presentes en las rocas del área de estudio (Muestras PSJR15, 18, CD1, 2).	74
Figura 36. Difractograma que muestra los principales minerales presentes en las rocas del área de estudio (Muestras CD3, 4, 5, PSJR25, yeso).	74
Figura 37. Plataforma carbonatada con borde: cinturón de facies de Wilson (Flügel, 2004).	76

Figura 38. Modelo de distribución de facies propuesto para la Formación El Abra en el área de estudio.

77

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Registro de las muestras que se tomaron para realizar las diferentes técnicas: Lámina delgada, ICP-MS para geoquímica elemental y Difracción de rayos X (DRX).	8
Tabla 2. Origen y diagnosis de peloides carbonatados (Flügel, 2004).	27
Tabla 3. Claves empleadas para los elementos exoesqueléticos o arquitectónicos básico en foraminíferos bentónicos.	41
Tabla 4. Concentraciones de los elementos mayores (% peso), traza y tierras raras (ppm) para las muestras seleccionadas.	61
Tabla 5. Valores de normalización de condritas de corteza continental propuestos por Taylor y McLennan (1980).	64
Tabla 6. ZF y SMF correspondientes a cada una de las asociaciones de facies presentes en el perfil en estudio.	77

RESUMEN

Durante el Cretácico inferior la Plataforma Valles San Luis Potosí comenzó su desarrollo en la porción centro - este de México convirtiéndose en una de las paleoestructuras más importantes. La roca de la Formación El Abra constituye el principal componente de la plataforma.

En la localidad de Peña de Salazar, al este de la capital de San Luis Potosí, la Formación El Abra aflora una secuencia carbonatada con estratos evaporíticos hacia el techo del perfil de tan solo 123 m de espesor ya que la base del afloramiento no se observa, pero en la región su espesor no es menor de 400 m. Este depósito contiene grupos fósiles propios de un ambiente arrecifal y que particularmente, caracteriza a esta unidad litológica en el margen oriental.

A partir del estudio microfacial, paleontológico y geoquímico se determinó que el paquete sedimentario se depositó en la zona nerítica de una plataforma de borde. Contiene rocas con texturas desde wackestone a packstone y floatstone que se asocian a aguas muy tranquilas con poco o nada de oleaje, en contraste, con eventuales registros de grainstone que refleja zonas de alta energía. Agrupando estas texturas, se definen cinco asociaciones de facies integrando los aspectos litológicos, petrográficos y paleontológicos. Estas zonas de facies son de la 7 a 9 y microfacies estandarizadas entre 8, 18, 24 y 25.

Los principales grupos fósiles presentes son rudistas (*Eoradiolites liratus* e *Hippurites resectus*), foraminíferos bentónicos (*Nezzazatinella*, *Cuneolina*, *Peneroplis*, *Pseudolituonella* y *Daxia*), algas calcáreas (*Thaumatoporella parvoversiculifera* y *Permocalculus irenae*), icnofósiles (*Thalassinoides suevicus*), radiolas, gasterópodos, ostrácodos y calciesferas. Se identificó la zona de *Pseudolituonella reicheli* de edad Cenomaniano medio – tardío, no obstante, la presencia de *Hippurites resectus*, amplía el rango estratigráfico hasta el Turoniano.

Se seleccionó un grupo de 13 muestras representativas las cuales se analizaron por ICP-MS y Difracción de rayos X para conocer la composición elemental de los

elementos traza y de tierras raras y las fases minerales, respectivamente. Los resultados obtenidos indican que la Formación El Abra se depositó en un ambiente marino con buena oxigenación, en un ambiente tectónico de margen continental pasivo en ausencia de minerales arcillosos.

ABSTRACT

During the Lower Cretaceous, the Valles San Luis Potosí Platform began its development in the central-eastern portion of Mexico, becoming one of the most important paleo-structures. The rock of the El Abra Formation constitutes the main component of the platform.

In the town of Peña de Salazar, east of the capital of San Luis Potosí, the El Abra Formation outcrops crops out a carbonated sequence with evaporite strata towards the top of the profile only 123 m thick since the base of the outcrop is not observed, but in the region its thickness is not less than 400 m. This deposit contains fossil groups typical of a reef environment and that particularly characterizes this lithological unit on the eastern margin.

From the microfacial, paleontological and geochemical study it was determined that the sedimentary package was deposited in the neritic zone of an edge platform. It contains rocks with textures from *wackestone* to *packstone* and *floatstone* that are associated with very calm waters with little or no swell, in contrast, with possible records of *grainstone* that reflects high energy zones. By grouping these textures, five facies associations are defined integrating the lithological, petrographic and paleontological aspects. These facies zones are from 7 to 9 and standardized microfacies between 8, 18, 24 and 25.

The main fossil groups present are rudists (*Eoradiolites liratus* and *Hippurites resectus*), benthic foraminifera (*Nezzazatinella*, *Cuneolina*, *Peneroplis*, *Pseudolituonella* and *Daxia*), calcareous algae (*Thaumatoporella parvoversiculifera* and *Permocalculus irenae*), ichnofossils (*Thalassinoides suevicus*), radiolas, gastropods, ostracods and calciesferas. The zone of *Pseudolituonella reicheli* of Middle - Late Cenomanian age was identified, nevertheless, the presence of *Hippurites resectus*, extends the stratigraphic range to the Turonian.

A group of 13 representative samples was selected which were analyzed by ICP-MS and X-ray diffraction to know the elemental composition of trace elements and rare earth and mineral phases, respectively. The results obtained indicate that the El Abra Formation was deposited in a marine environment with good oxygenation, in a tectonic environment of passive continental margin in the absence of clay minerals.

I. INTRODUCCIÓN

La Plataforma Valles – San Luis Potosí (PVSLP) es considerada una de las paleoestructuras más importantes que se formó en lo que actualmente es la porción centro – este del Altiplano Mexicano y la Sierra Madre Oriental (Carrillo Bravo, 1971), esta plataforma comenzó su desarrollo durante el Cretácico inferior, pero alcanzó su máximo desarrollo en el Cretácico medio como una plataforma de margen de borde. Las rocas de La Formación El Abra constituyen el principal depósito de la Plataforma Valles – San Luis Potosí y consta de carbonatos de agua somera. Muir (1936) y Carrillo Bravo (1971) describen tres facies para la plataforma, la facies arrecifal (Formación Taninul), la facies detrás del arrecife (Formación El Abra) y la facies frente al arrecife (Formación Tamabra).

Algo que caracteriza a la Plataforma Valles – San Luis Potosí es la riqueza paleontológica y el buen estado de conservación que presentan los restos fósiles. Esta peculiaridad le confiere una importancia al momento de realizar estudios paleobiológicos, geoquímicos, bioestratigráficos, taxonómicos, entre otros. Los rudistas son entre los moluscos fósiles, los organismos más abundantes en la plataforma seguidos por otros pelecípodos, gasterópodos, equinodermos, además de corales coloniales, foraminíferos y algas verdes (Pichardo Barrón et al. 2007), las asociaciones de estos grupos fósiles indican un ambiente de aguas someras de plataforma interna con ciertas condiciones batimétricas, de temperatura, luz y nutrientes.

Es por ello que un sistema marino nerítico es quizá el mayor productor de carbonatos en la historia geológica y cada ambiente deposicional ha estado marcado por diferencias en la temperatura del agua, salinidad, recursos tróficos, profundidad de la zona fótica, siliciclastos y la entrada de sedimentos. Las rocas carbonatadas son, en gran parte por su origen biológico, un depósito inigualable de información sobre la vida pasada de nuestro planeta. El análisis elemental y mineral de los carbonatos provee importante información sobre su historia sedimentaria y diagenética (James y Jones, 2016).

En el presente trabajo se plantea integrar los datos obtenidos por análisis microfacial, paleontológico y geoquímico para elaborar una interpretación más completa sobre el origen y la diagénesis, así como del ambiente en el que se depositaron las rocas de la Formación El Abra en el área de estudio.

1.1 Justificación

Las rocas carbonatadas son una importante recopilación de información sobre la vida pasada en nuestro planeta ya que contienen dentro de ellas vestigios mineralógicos, petrográficos, paleontológicos y geoquímicos de su origen.

Los reportes de los carbonatos de la Formación El Abra son diversos particularmente en el margen oriental de la Plataforma Valles - San Luis Potosí. No obstante, los escritos registrados para la porción centro-occidental de esta paleoestructura abordan de forma muy general las características de esta unidad litológica. Es por esto que se plantea realizar un estudio detallado sobre la petrografía, paleontología y geoquímica para entender su evolución paleoambiental y diagenética.

1.2 Objetivo general

Establecer las principales asociaciones microfaciales y paleontológicas que se desarrollaron en la caliza de la Formación El Abra en el margen centro-occidental de la Plataforma Valles – San Luis Potosí y reforzarlo con un análisis geoquímico de estas rocas para entender de forma integral su desarrollo paleoambiental y diagenético.

1.2.1 Objetivos particulares

- a) Describir las microfacies y reconocer los principales grupos fósiles para determinar el paleoambiente sedimentario y la posición bioestratigráfica y cronoestratigráfica de la unidad litológica en estudio.
- b) Analizar la composición geoquímica de elementos mayores y traza en los carbonatos de la Formación El Abra.
- c) Analizar las muestras por Difracción de Rayos X para conocer sus fases mineralógicas.
- d) Crear un modelo del ambiente de depósito mediante la interpretación de los datos litológicos, microfaciales, paleontológicos y geoquímicos.

1.3 Hipótesis

Las asociaciones faunísticas tanto de rudistas como de microfauna en el área de estudio muestran marcados cambios en sus frecuencias, tamaños y formas, asociados igualmente a cambios ambientales que influyen en la profundidad de la columna de agua, su química, salinidad, temperatura etc., que influyen directamente su desarrollo. La interpretación de los análisis petrológicos y las asociaciones paleontológicas, en conjunto con el estudio geoquímico de los carbonatos de la Formación El Abra son de suma importancia para conocer la paleoecología, edad y evolución de los depósitos considerados de ambiente somero del perfil levantado.

1.4 Antecedentes

El estudio de la biota de la Formación El Abra data de 1930 cuando Kellum define las facies de Miliolina y Taninul. La primera con asociaciones de foraminíferos bentónicos y la segunda con la facies de rudistas. En 1971, Carrillo Bravo define

como la Caliza El Abra a los carbonatos de la Plataforma Valles - San Luis Potosí y de la Faja de Oro caracterizadas por las facies pre-arrecifal (Formación Tamabra), la facies arrecifal (equivalente a la facies Taninul) y la facies post-arrecifal (que corresponde a la facies El Abra) y como grupo común los rudistas; pero es hasta veinte años más tarde, cuando en 1990, Suter incluye dentro de la Formación El Abra, a las facies El Abra (interior de la plataforma) y Taninul (borde de la plataforma) (*en Servicio Geológico Mexicano "SGM", 2009*).

Diversos autores mencionan el importante contenido paleontológico presente en la Formación El Abra y que es la base de estudios bioestratigráficos. Aguayo-Camargo por ejemplo, en 1998 nombra los especímenes hallados en la Sierra El Abra localizada al oriente de Valles, San Luis Potosí y les asigna una edad del Cenomaniano - Turoniano para la Formación El Abra en base a la identificación de organismos como ammonites, rudistas y otros moluscos para el Cenomaniano inferior en el frente de las facies arrecifales, y horizontes con foraminíferos planctónicos para datar el Turoniano en la parte posterior del desarrollo arrecifal. Los primeros trabajos taxonómicos de rudistas en las calizas de la Formación El Abra han sido elaborados por Alencáster y Aguilar (1996), Alencáster y Oviedo (1998) y por Alencáster (1999); Oviedo García en el 2005 describe 26 géneros de rudistas que pertenecen a las familias *Radiolitidae*, *Plagioptychidae*, *Hippuritidae*, *Antillocaprinidae* del Cretácico superior para la porción occidental del estado de San Luis Potosí, así como para los estados de Guerrero y Chiapas e identificó especies de rudistas caprinidos de edad Turoniano o Campaniano - Maastrichtiano para la Formación El Abra en San Luis Potosí.

En general la Formación El Abra es rica en macro y microfósiles, destacándose la fauna de aguas someras de organismos formadores de arrecifes, conforme a los datos estratigráficos y faunísticos (principalmente rudistas) López Doncel (2007) asigna una edad de Albiano - Santoniano para los depósitos sedimentarios contemplados en la carta Peotillos que abarca los municipios de San Nicolás Tolentino, Armadillo de Los Infante, Villa Hidalgo, Cerritos, Villa Juárez y Guadalcázar, en el estado de San Luis Potosí; Pichardo Barrón et al. (2007),

señalan que la fauna típica de la porción oriental de la Plataforma Valles – San Luis Potosí está caracterizada por rudistas caprínidos (*Caprinuloideinae*), radiolítidos primitivos (*Eoradiolites*), caprotínidos y monopléuridos, además de requiénidos y algunos microfósiles que datan del Cretácico medio. No obstante, nuevos hallazgos de rudistas como *R. acutocostata* del Santoniano, un nuevo género y especie de radiolítido del Campaniano y particularmente el reporte de hippurítidos (*Vaccinites*, *Torreites* y *Barretia*) confirman el contraste del contenido fósil y el rango estratigráfico entre los dos márgenes de esta paleoestructura.

En el 2008, López Doncel et al. mencionan para el margen occidental de la Plataforma Valles – San Luis Potosí la prolongación de las facies arrecifales de la Formación El Abra hasta por lo menos al Campaniano, debido al reconocimiento de un género de rudista hippurítico (*Vaccinites*) reportado en brechas calcáreas de las Sierras del Coro y Sierra de Álvarez. En el mismo año Pichardo Barrón describe cuatro secuencias carbonatadas para esta porción de la plataforma y reporta una fauna representada principalmente por organismos aislados o *bouquet* de rudistas radiolítidos (*Biradiolites* sp., *Durania* sp., *Radiolites acutocostata*, así como nuevos géneros y nuevas especies), plagiophtichidos (*Mitrocaprina* sp. y *Plagiophtychus* sp.), hippurítidos (*Barretia monilifera*, *Torreites sanchezi* y *Vaccinites* sp.) y requiénidos además de gasterópodos nerinéidos; una microfauna caracterizada por abundante foraminíferos bentónicos textuláridos, porcelanados y hialinos de los géneros *Cuneolina*, *Nezzazatinella*, *Dicyclina*, *Quinqueloculina* y *Rotalia* así como algas calcáreas clorofitas (*Halimeda*, *Trinocladus*, *Acicularia*, *Heteroporella*), rodofitas (coralináceas) y carofitas.

Pons et al. (2010) publicaron los rudistas radiolítidos e hippurítidos del Campaniano temprano para la parte oeste del estado de San Luis Potosí, a partir de las tesis doctorales de Oviedo García (2005) y Pichardo Barrón (2008) reportando *Potosites tristantorresi* como nuevo género y especie, y las especies *Radiolites acutocostata*, *Barrettia* cf. *ruseae*, *Torreites sanchezi*, y *Vaccinites vermunti*, características de la provincia biogeográfica caribeña las cuales no habían sido reportadas anteriormente para el centro de México.

Omaña Pulido (2011) en su trabajo de tesis para la parte occidental de la Plataforma Valles – San Luis Potosí describe la Facies Taninul en Cerritos, San Luis Potosí, la cual corresponde a una Zona de facies (ZF) 7 y una Microfacies Estandarizada (SMF) 18 en base a la asociación de corales, equinodermos, moluscos, algas verdes y foraminíferos bentónicos tales como *Pseudolituonella reicheli*, *Hemicyclammina sigali*, *Daxia cenomana*, *Cuneolina conica*, *Cuneolina pavonia*, *Peneroplis parvus* y *Nezzazatinella picardi*; posteriormente, Omaña et al. (2014) confirman la edad del Cenomaniano - Turoniano para la localidad de Cerritos, ésta edad la asigna en base al rango estratigráfico de pithonélidos y algunos foraminíferos bentónicos como *Daxia cenomana*, *Nezzazata simplex*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Peneroplis parvus*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Minouxia inflata*, *Montcharmontia apenninica* y *Nezzazatinella picardi*.

En cuanto a los estudios geoquímicos en carbonatos, los trabajos reportados son muy escasos en toda la extensión de la plataforma. Luna Rodríguez (2008) y Sandoval Castillo (2013) realizaron trabajos de tesis en los cuales integraron análisis petrográficos y geoquímicos (elementos mayores, traza, tierras raras e isótopos estables) en carbonatos de la Formación El Abra al sur del estado de Hidalgo, concluyendo que las rocas de la formación se depositaron en un ambiente marino somero, en el cual predominó el agua dulce o meteórica durante la diagénesis.

1.5 Área de estudio

El área de estudio se localiza en la porción occidental de la Plataforma Valles – San Luis Potosí dentro del Cañón de Morales ubicado en Peña de Salazar, al noreste de la capital en el municipio de Cerritos, San Luis Potosí, entre las coordenadas 22° 21' 12" N 100° 29' 02" W. Se puede acceder a la localidad por la carretera federal San Luis Potosí – Matehuala/México 57 N, entrando por San Luis Corcovada a 40 km de la capital de San Luis Potosí con rumbo a Matehuala, la zona de estudio se localiza a 8 km de la localidad de Paradita (Figura 1).

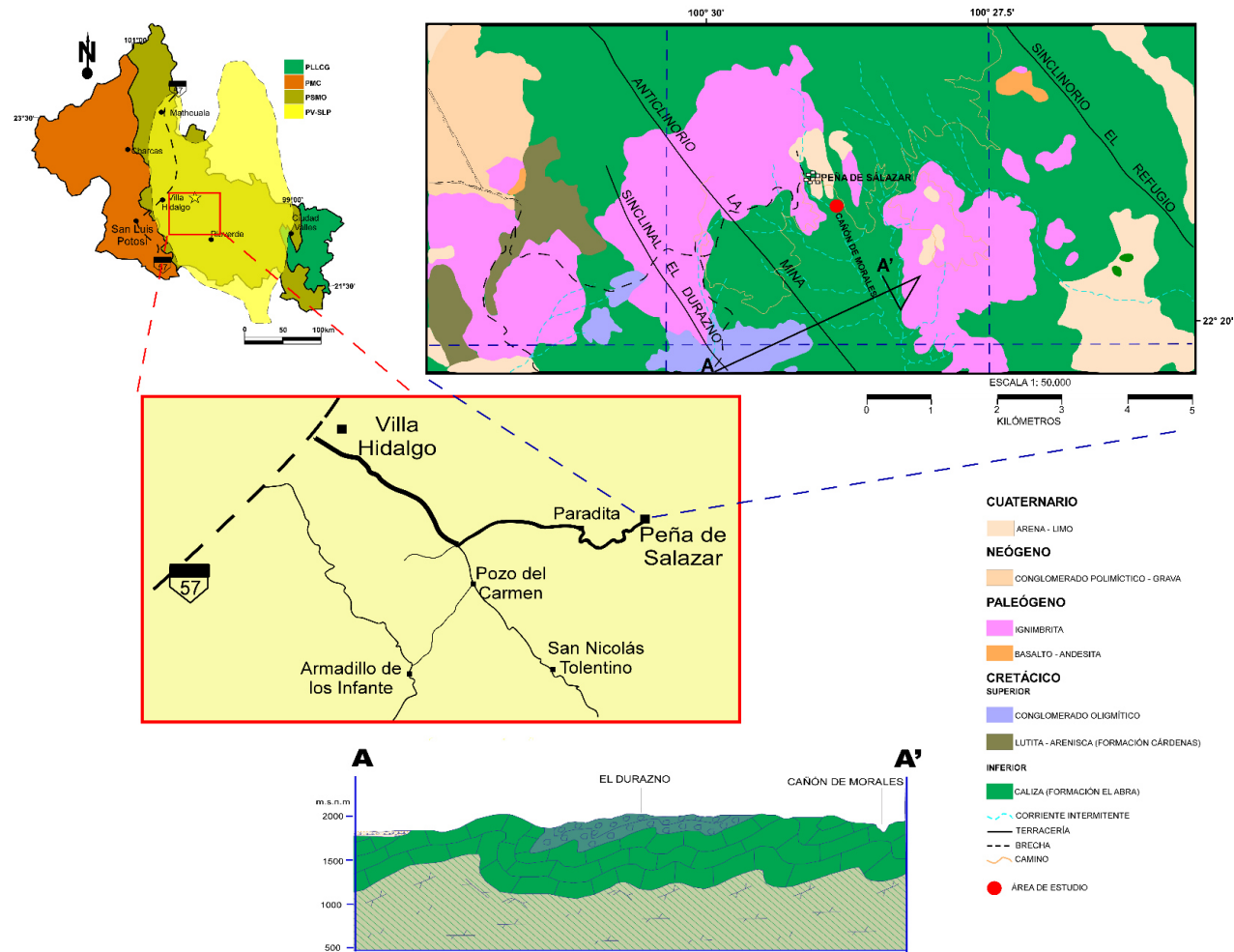


Figura 1. Localización del área de estudio en la Carta Geológico – Minera Peotillos F14 – A75. PLLCG – Provincia Llanura Costera del Golfo, PMC – Provincia Mesa Central, PSMO – Provincia Sierra Madre Oriental, PVSLP – Plataforma Valles – San Luis Potosí, sección A – A' – sección Las Adjuntas – Cañón de Morales. (López Doncel et al. 2008).

1.6 Metodología

1.6.1 Campo

- Se revisó la carta Geológica – Minera Peotillos F14 – A75 para el reconocimiento y delimitación del área de estudio.
- Posteriormente se realizó el levantamiento de la columna estratigráfica, el muestreo se efectuó capa por capa, durante este proceso se reunieron datos estratigráficos (litología, color, espesor, textura, paleontología) y 33 muestras de roca orientadas hacia el techo del estrato para su posterior análisis petrográfico, paleontológico y geoquímico (tabla 1), así como fragmentos de rudistas e icnofósiles que fueron identificados en laboratorio.
- Simultáneo al muestreo se tomaron fotografías tanto de los estratos como de los fósiles.
-

Tabla 1. Registro de las muestras que se tomaron para realizar las diferentes técnicas: Lámina delgada, ICP-MS para geoquímica elemental y Difracción de rayos X (DRX).

Muestra	Litología	Lamina delgada	ICP-MS	DRX
PSJR01	Caliza	X	X	X
PSJR02	Caliza	X		
PSJR03	Caliza	X		
PSJR04	Caliza	X		
PSJR05	Caliza	X		
PSJR06	Caliza	X	X	X
PSJR07	Caliza			
PSJR08	Caliza	X		
PSJR09	Brecha	X	X	X
PSJR10	Dolomía	X		
PSJR11	Dolomía			
PSJR12	Brecha	X		
PSJR13	Caliza	X	X	X
PSJR14	Caliza	X		
PSJR15	Caliza	X	X	X

Tabla 1. Continuación...

Muestra	Litología	Lamina delgada	ICP-MS	DRX
PSJR16	Caliza	X		
PSJR17	Caliza	X		
PSJR18	Caliza	X	X	X
PSJR19	Caliza	X		
PSJR20	Caliza	X		
PSJR21	Caliza	X		
PSJR22	Caliza	X		
PSJR23	Caliza	X		
CD1	Caliza	X	X	X
CD2	Caliza laminar	X	X	X
CD3	Caliza	X	X	X
CD4	Caliza	X	X	X
CD5	Caliza	X	X	X
YESO	Yeso		X	X
PSJR24	Brecha	X		
PSJR25	Caliza	X	X	X
PSJR26	Caliza	X		
PSJR27	Caliza	X		

1.6.2 Laboratorio

El trabajo en laboratorio se dividió en dos partes, la primera corresponde al análisis microfacial y paleontológico, la segunda hace referencia al análisis geoquímico y mineralógico.

1.6.2.1 Análisis microfacial y paleontológico

- Se elaboraron 32 láminas delgadas a partir de las muestras de roca colectadas en campo. Para el análisis petrográfico se utilizaron las clasificaciones para rocas carbonatadas de Dunham (1962) y Embry y Klovan (1971), para esta parte se describió la textura y tipos de granos.

- Simultáneamente se realizó una descripción taxonómica de los grupos fósiles. Tanto para organismos macroscópicos como microscópicos, la descripción será basada al nivel de género y/o especie en lo posible. A partir de la descripción, se hace la ilustración a detalle de los especímenes con importancia estratigráfica, paleoecológica, etc.
- Para el análisis microfacial y paleoambiental se integraron los datos petrográficos y paleontológicos además de las clasificaciones de Wilson (1975) y Flügel (2004) para zona de facies y microfacies estándar.

1.6.2.2 Análisis geoquímico y mineralógico

- Se realizó el análisis de elementos traza utilizando un ICP-MS, para esto se trituraron y tamizaron (tamiz #200) las muestras elegidas (tabla 1), posteriormente se digirieron en una placa caliente con HF, HNO₃ y HCl. Finalmente se recuperó la muestra con HNO₃ y agua desionizada en viales aforados a 50 ml para ser introducidas al ICP-MS. La espectrometría de masas por plasma acoplado inductivamente es capaz de identificar de forma cuantitativa casi todos los elementos de la tabla periódica. Las muestras introducidas al ICP se ionizarán por efecto de un plasma de argón. Estos iones producidos serán separados en base a su relación masa/carga en un espectrómetro de masas y posteriormente cuantificados por un detector multiplicador de electrones.
- Parte del polvo que se obtuvo al principio del procedimiento fue destinado para analizarse en un Difractómetro de rayos X, a fin de determinar las fases mineralógicas de la roca. La difracción de rayos X es uno de los fenómenos físicos que se producen al interaccionar un haz de rayos X, de una determinada longitud de onda (10 – 0.01 nm), con una sustancia cristalina. La difracción de rayos X se basa en la dispersión coherente del haz de rayos X por parte de la materia (se mantiene la longitud de onda de la radiación) y

en la interferencia constructiva de las ondas que están en fase y que se dispersan en determinadas direcciones del espacio.

1.6.3 Gabinete

- Se consultó material bibliográfico especializado para la identificación y descripción del material paleontológico, así como literatura para interpretar los resultados geoquímicos.
- Los datos de la columna estratigráfica, características y rangos de edad de los grupos fósiles, gráficas geoquímicas y difractogramas fueron integrados para elaborar un modelo paleoambiental para el área de estudio.
- Finalmente, con la integración de las etapas anteriores se discutieron los resultados.

1.7 Marco geológico

La Plataforma Valles - San Luis Potosí se considera un elemento paleogeográfico positivo, conformado por rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, plegadas y falladas. Se conforma principalmente de rocas evaporíticas y calizas de aguas someras de tipo arrecifal del Cretácico, y es durante el Cretácico medio que alcanza su máximo desarrollo (Figura 2) (Carrillo Bravo, 1971).

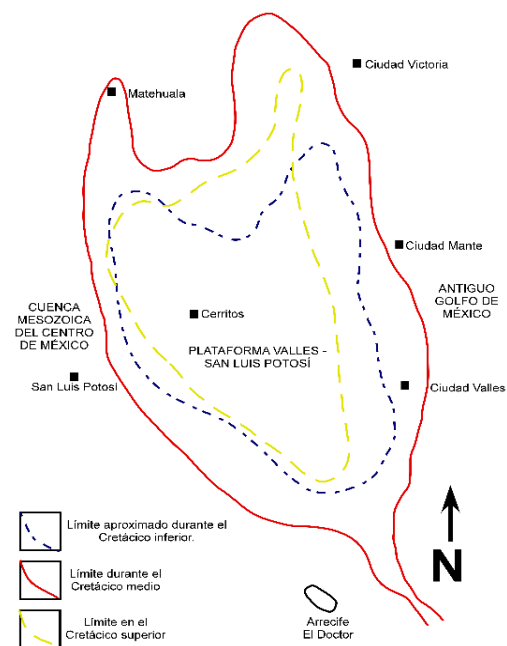


Figura 2. Límites de la Plataforma Valles – San Luis Potosí durante el Cretácico (Carrillo Bravo, 1971).

La evolución paleogeográfica del centro y oriente de México durante el Mesozoico y Cenozoico se relaciona con la apertura del Golfo de México (Salvador, 1991).

1.7.1 Evolución paleogeográfica de la Plataforma Valles – San Luis Potosí

La apertura del Golfo de México concluyó a finales del Cretácico superior, pero durante el Oxfordiano (Jurásico superior) se desarrollaron amplias plataformas carbonatadas de aguas someras a todo lo largo de protogolfo de México. Con la invasión de los mares en el centro oriente de México se comenzaron a formar los elementos paleogeográficos que controlaron la sedimentación y deformaciones tectónicas durante el Mesozoico; la Plataforma Valles – San Luis Potosí es uno de los elementos más importantes que actuaron en el área de la Sierra Madre Oriental. Esta paleoestructura cretácica está conformada básicamente por sedimentos marinos con facies que van de plataforma interna a cuenca debido a las diferentes profundidades que presentaron los mares del Jurásico superior (López Ramos, 1981; Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007).

- Cretácico inferior

Durante el Neocomiano (Figura 3) la subsidencia de las plataformas aumentó, favoreciendo así el depósito de paquetes de carbonatos con menores cantidades de lutitas intercaladas cuyos espesores superaban los 1,500 m en promedio, mientras que en los bordes de las plataformas se formaban largas franjas de bio - construcciones de rudistas alrededor de las áreas anteriormente emergidas, así como en toda la cuenca del Golfo de México. Como consecuencia de la trasgresión marina ocurrida durante el Jurásico superior, el depósito de evaporitas continuó en extensas áreas de plataformas someras con circulación restringida, como la Cuenca de Sabinas, la zona de post-arrecife de la Plataforma Valles – San Luis Potosí y la porción occidental de la Plataforma de Yucatán (Salvador, 1991).

Para el Aptiano superior ocurrió otra invasión marina importante que redujo el ancho de la zona evaporítica lo que causó que la zona lagunar aumentara de tamaño. Por otro lado, las franjas arrecifales que se habían desarrollado en los bordes de los altos de basamento durante el Neocomiano, continuaron su desarrollo en el occidente y oriente del Golfo de México mientras que en el noreste de México se volvieron más esporádicas a medida que los mares iban transgrediendo las paleoislas hasta cubrirlas. Estas condiciones prevalecieron durante el Albiano y Cenomaniano (Figura 3) para las paleoislas de Coahuila y Valles – San Luis Potosí y las plataformas de Tuxpan y Córdoba (Basáñez, 1993; Padilla y Sánchez, 2007). En este mismo periodo en la porción central del margen occidental se depositó una secuencia de carbonatos re TRABAJADOS de aguas someras provenientes de la plataforma junto a sedimentos de agua profunda que representan la zona de talud (Formación Tamabra) (López Doncel, 2003).

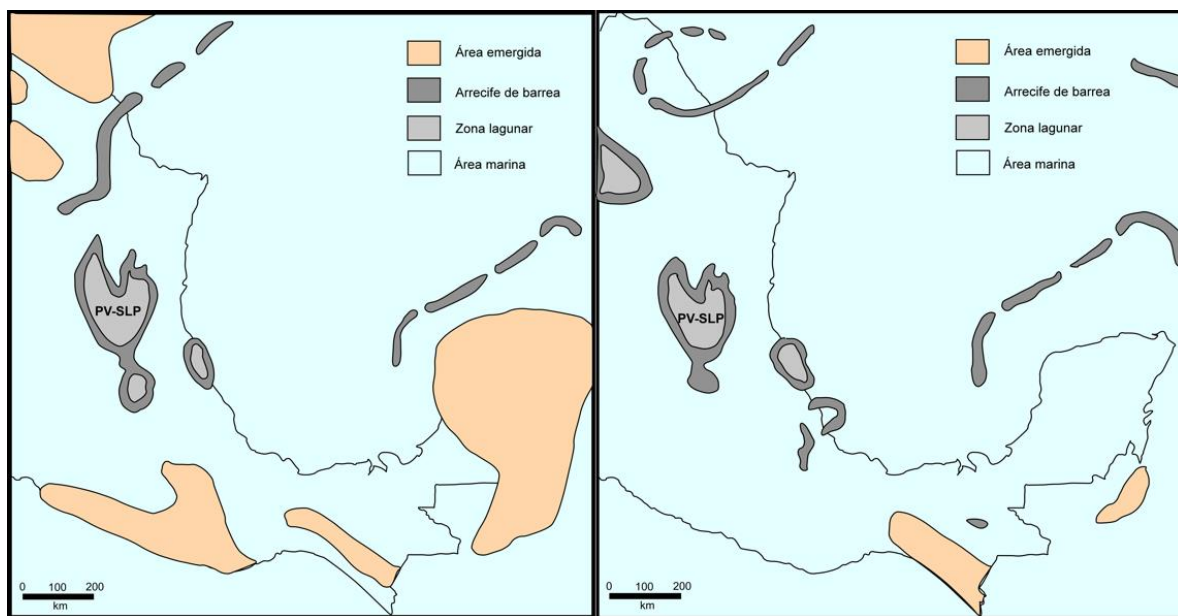


Figura 3. Paleogeografía de la Plataforma Valles – San Luis Potosí durante el Barremiano (izquierda) y Albiano – Cenomaniano (derecha; Padilla y Sánchez, 2007).

- Cretácico superior

En el Cenomaniano superior y el Turoniano inferior (Figura 4) ocurrió la mayor transgresión del Cretácico causando que la plataforma fuera inundada y cubierta por las facies pelágicas. Posteriormente, en el Conaciano – Santoniano la Plataforma Valles – San Luis Potosí fue reactivada provocando un evento regresivo que terminó con los ambientes de mar abierto teniendo una plataforma muy restringida con facies arrecifales y lagunares. Finalmente, en el Campaniano – Maastrichtiano una fuerte regresión ocurrió en toda la plataforma y la secuencia de carbonatos se vio interrumpida por el depósito de sedimentos arcillo-calcáreos, cuyos terrígenos provenían del occidente y teniendo como fuente de origen el frente orogénico provocado por las primeras pulsaciones de la orogenia Laramide (Basáñez, 1993; Padilla y Sánchez, 2007).

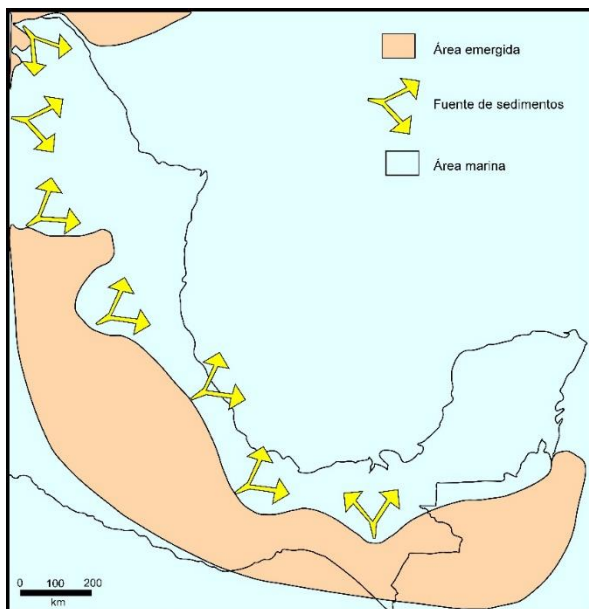


Figura 4. Paleogeografía de la Plataforma Valles – San Luis Potosí durante el Turoniano – Maastrichtiano (Padilla y Sánchez, 2007).

1.7.2 Geología local: estratigrafía

La zona de muestreo se encuentra comprendida dentro de la Provincia fisiográfica Sierra Madre Oriental, específicamente dentro de la subprovincia Sierras Occidentales. Esta provincia comprende toda la parte nororiental del estado de San

Luis Potosí. En general, está conformada por un conjunto de rocas sedimentarias calcáreas y clásticas (CRM, 1992). El área de estudio presenta una fase de deformación compresiva que correspondería a las deformaciones causadas por la orogenia Laramide, por lo que en la sección se observan algunas fallas inversas creando en los estratos un “efecto dominó”. Este rasgo geológico se muestra en la sección A – A’ que propone López Doncel et al. (2008) para la Carta Geológico – Minera Peotillos F14-A75 (Figura 1).

En el área de estudio, los sedimentos de plataforma carbonatada del Cretácico están ilustrados en la secuencia estratigráfica que proponen Torres Hernández (1999) y López Doncel et al. (2008) (Figura 5) y que comprende de base a techo las siguientes unidades litoestratigráficas (Figuras 1, 5).

1.7.2.1 Formación Guaxcamá

La primera referencia estratigráfica de estos sedimentos es asignada a Martínez en 1965 al describir en la mina de Guaxcamá, a 25 km al suroeste de Cerritos, S.L.P., una secuencia constituida por yeso y anhidrita blanca, bien estratificada, en estratos de 5-50 cm de potencia e intercalada, en ocasiones, con caliza microcristalina y dolomita. La edad asignada a los materiales comprende del Berriasiano hasta el Aptiano de acuerdo a Carrillo Bravo (1971), no obstante, una datación más reciente la ubica del Hauteriviano al Aptiano (Aguilar, 1984). Los fósiles reportados para esta unidad son *Colomiella mexicana*, *C. recta*, *Nannoconus steinmanni*, *N. wassali*, *N. bucheri*, *N. globosus*, *Glomospira* sp., *Hyperammina* sp., *Dictyoconus* sp., *Quinqueloculina* sp., *Orbitolina* sp., *Favreina* sp., ostrácodos, fragmentos de moluscos y de equinodermos, espículas de esponjas, foraminíferos biseriales y planispirales (en SGM, 2006)

1.7.2.2 Formación El Abra

El término Caliza El Abra fue originalmente utilizado por Garfias (1915) y aplicado por primera vez por Power (1925) (*en* Carrillo Bravo, 1971) para las calizas de los campos petroleros de la Faja de Oro. Posteriormente, el nombre de Formación El Abra fue aplicado por Muir (1936) para un grupo de dos facies; la facies Taninul, con localidad tipo en el túnel Taninul, al oeste de la estación Taninul sobre el ferrocarril Tampico-San Luis Potosí y la facies El Abra, con localidad tipo en la estación El Abra a 9.4 km al oriente de Ciudad Valles.

En cuanto a la estratigrafía y textura de la Formación El Abra, el rango asignado comprende del Albiano (Bonet, 1963; Coogan, 1973) para la porción este, hasta el Santoniano para el margen oeste Campaniano. Aguayo - Camargo (1975) menciona que el miembro El Abra consiste de *mudstone* de color crema a gris interestratificado con *wackestone* bien estratificado con estratos de 1 a 5 m de espesor, todos ricos en miliólidos y capas estromatolíticas y otros organismos bentónicos como gasterópodos, pelecípodos, ostrácodos; mientras que el miembro Taninul consiste de bancos de rudistas asociados con *mudstone*, *wackestone* y *packstone*; posterior a esto, Suter (1990) menciona que la facies El Abra está constituida por carbonatos bien estratificados, sin horizontes internos de referencia, con capas de color gris claro de 30 cm a 3 m de espesor; mientras que la facies Taninul consiste de caliza de color gris claro, incluye biohermas tabulares de rudistas y capas lenticulares de caliza bioclástica de textura *rudstone-grainstone* (*en* SGM, 2009).

1.7.2.3 Formación Cárdenas

Myers (1968) describe a la Formación Cárdenas como una secuencia sedimentaria compuesta por rocas clásticas de grano fino interestratificadas con caliza, que afloran cerca del pueblo de Cárdenas, en un sinclinal asimétrico de la Sierra Madre Oriental y le asigna una edad de Maastrichtiano.

Esta unidad fue depositada al final del Cretácico superior en la Plataforma Valles - San Luis Potosí cuando ésta fue afectada por la entrada de sedimentos terrígenos clásticos que llegaban desde el occidente reflejando los episodios iniciales de la Orogenia Laramide (Salvador, 1987). La Formación Cárdenas sobreyace discordantemente sobre la Formación El Abra, ambas unidades son divididas por un conglomerado basal.

1.7.2.4 Formación Tamabra

La acepción original de esta formación es para designar al conjunto de facies calcáreas en la zona de transición entre la Plataforma Valles - San Luis Potosí y la cuenca situada al oriente de la plataforma; así mismo, a la facies de interior de plataforma o Caliza El Abra, a la facies de borde de plataforma o Caliza Taninul, y a la facies de Cuenca o caliza Tamaulipas (Heim, 1940). Más recientemente se emplea el término Tamabra para los depósitos de talud de la plataforma carbonatada, independiente inclusive, de las unidades El Abra, Taninul y Tamaulipas (Suter, 1990). La litología para este depósito de talud es variable en cuanto a texturas y espesores se refiere (*en* SGM, 2007). Estudios sobre estos aspectos son señalados para la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí por López-Doncel en el 2003 y Rodríguez-Hernández et al. en el 2009. Estos autores describen las brechas calcáreas con texturas que varían de *floatstone-rudstone* de clastos de aguas profundas, bioclastos y clastos de aguas someras resedimentados, caracterizados por espículas de esponja, fauna pelágica, bioclastos de zonas postarrecifales, como algas, esponjas, corales, rudistas y braquiópodos, foraminíferos (orbitolínidos y miliólidos) y granos no esqueléticos como pellets y ooides.

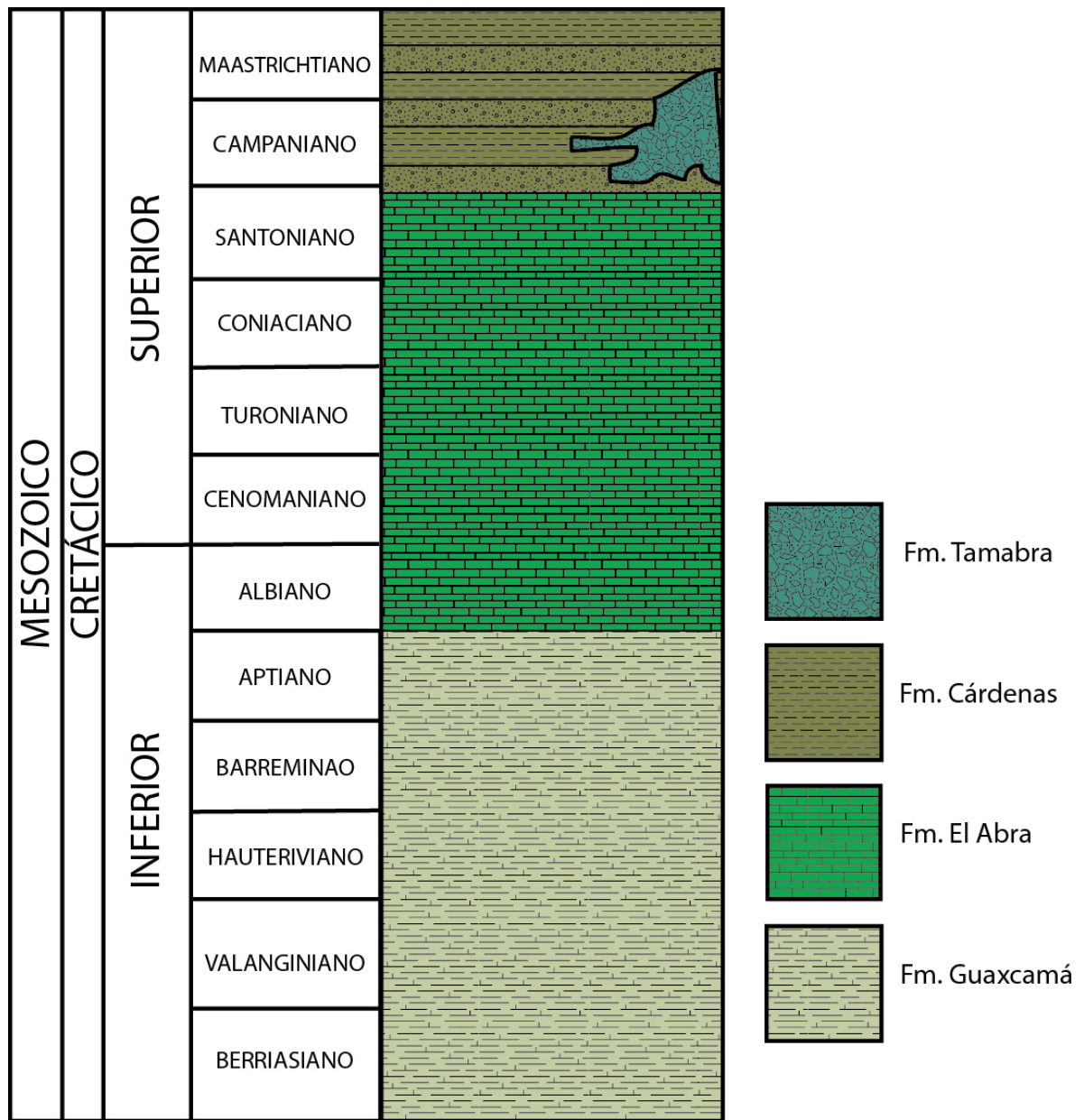


Figura 5. Columna estratigráfica del occidente de la Plataforma Valles – San Luis Potosí (Torres Hernández, 1999; López Doncel et al. 2008).

1.8 Descripción del perfil estratigráfico

La secuencia sedimentaria analizada, comprende un espesor de 123.5 m de base a techo. Aunque el perfil se considera incompleto debido a que gran parte de las rocas carbonatadas y evaporíticas están cubiertas por depósitos más recientes de ignimbritas junto con una densa vegetación, el tramo medido resulta representativo para su estudio. Este paquete rocoso está expuesto en el cañón de Morales, al este de la capital de San Luis Potosí y la litología que presenta es la siguiente (Figuras 6, 7 a-b; las muestras señaladas con * son las utilizadas para el análisis geoquímico).

1.8.1 Litologías

Caliza

En campo los estratos de caliza presentan espesores de 0.50 a 13 m, de color gris claro tanto en superficie como en fresco. Son capas masivas con superficie de estratificación netas con excepción de la capa CD2 que presenta bioturbación, y la distribución de esta roca dentro de la secuencia permite dividirla en tres secciones dadas las características paleontológicas (particularmente por rudistas) y texturales, la parte basal (0-6 m) corresponde a estratos de caliza *wackestone-grainstone* con rudistas dispuestos en pequeños cúmulos en posición de vida asociado a foraminíferos bentónicos, ostrácodos, gasterópodos, y pelecípodos. De manera ocasional pero abundante se observan otros granos como pellets. La porción media (40-104 m) son caliza *floatstones* y *wackestones-grainstones* en su mayoría con rudistas, otros componentes son foraminíferos, pelecípodos, gasterópodos y algas calcáreas; hacia el techo de la secuencia (108-123.5 m) las capas de caliza son *wackestone* a *floatstone* con abundantes foraminíferos bentónicos y en forma notoria, la escasa presencia de rudistas en esta porción, que contrasta con la abundancia reflejada en los primeros estratos de la secuencia.

Dolomía

Un único estrato de dolomía se exhibe en la secuencia con un espesor de 0.60 m y se ubica en la parte basal del perfil. La roca muestra un aspecto sacaroide con una textura en *grainstone*. El contenido fósil es limitado únicamente a foraminíferos bentónicos y otros bivalvos.

Caliza laminar

En la porción medio-superior se localiza una capa de caliza laminar con un espesor de 0.10 m en color gris claro en superficie y en fresco. Se caracteriza por una textura *wackestone-grainstone* con foraminíferos bentónicos y ostrácodos y en superficie se aprecia bioturbación.

Brecha calcárea

Las capas de brecha exhiben espesores que van de 1.45 a 30 m, de color gris oscuro en intemperismo y gris claro en fresco. Los clastos son de diferente tonalidad de gris con aspecto subredondeados a angulosos de aproximadamente 1 a 2 cm de diámetro. En campo se aprecian a manera de parches sobre los estratos, *bouquets* de dos a cuatro especímenes de radiolítidos dispuestos en posición de vida.

La textura está representada por *floatstone* compuesto principalmente por fragmentos de conchas de bivalvos y como componentes asociados, foraminíferos (textuláridos y miliólidos), ostrácodos, dactilodáceas, calciesferas y pelets.

Yeso

En el afloramiento, el yeso está caracterizado por capas de estratificación neta con aproximadamente 5 cm de espesor, el color que muestra tanto en superficie como en fresco es amarillo pálido. Los estratos de yeso se encuentran intercalados concordantemente con capas de caliza.

CLAVE DE SIGNOS

CLAVES DE LAS MUESTRAS: PSJR 01 - 27 y CD 1 - 5

CLASIFICACIÓN DE TEXTURAS (Text)

M: Mudstone W: Wackestone P: Packstone G: Grainstone F: Floatstone

LITOLOGÍA



PALEONTOLOGÍA



Rudistas (organismos completos) *in situ*:



Radiolítidos



Hippurítidos



Requiénidos

BIOCLASTOS



Algas calcáreas



Pelecípodos indeterminados



Gasterópodos



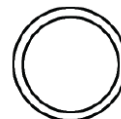
Fragmentos de rudistas



Radiolas (espinas de equinodermos)



Ostrácodos



Calciesferas

Foraminíferos:



Porcelanados



Aglutinados

GRANOS NO ESQUELETALES



Pellets

Figura 6. Simbología empleada en la representación gráfica de la columna estratigráfica de Peña de Salazar, Cerritos, San Luís Potosí.











CRETÁCICO SUPERIOR		FORMACIÓN EL ABRA		MUESTRA	TEXT	COMPONENTES	AMF	BIOTA
	8m			PSJR10	G/M		1	<i>Nezzazatinella</i> sp. <i>Pseudolituonella reicheli</i>
	7m			PSJR09	F		4	<i>Nezzazatinella picardi</i> <i>Daxia cenomana</i>
	6m			PSJR08	G/W		1	<i>Cuneolina</i> cf. <i>pavonia</i> <i>Hippurites resectus</i> , <i>Eoradiolites liratus</i>
	5m			PSJR07	W		1	<i>Peneroplis parvus</i> , <i>Nezzazatinella</i> sp., <i>Hippurites resectus</i> , <i>Eoradiolites liratus</i>
	4m			PSJR06	W		1	<i>Peneroplis parvus</i> , <i>Nezzazatinella</i> sp., <i>Hippurites resectus</i> , <i>Eoradiolites liratus</i>
	3m			PSJR05	G		1	<i>Hippurites resectus</i> <i>Eoradiolites liratus</i>
	2m			PSJR04	G		1	<i>Cuneolina parva</i> , <i>Nezzazatinella</i> sp., <i>Hippurites resectus</i>
	1m			PSJR03	W		1	<i>Hippurites resectus</i>
	0m			PSJR02	W		1	<i>Peneroplis parvus</i> , <i>Cuneolina parva</i> , <i>Hippurites resectus</i>
	0m			PSJR01	G		1	<i>Cuneolina parva</i> , <i>Peneroplis parvus</i> , <i>Hippurites resectus</i>

Figura 7a. Ampliación de la columna, primeros 8 m: muestras PSJR01 – PSJR10.

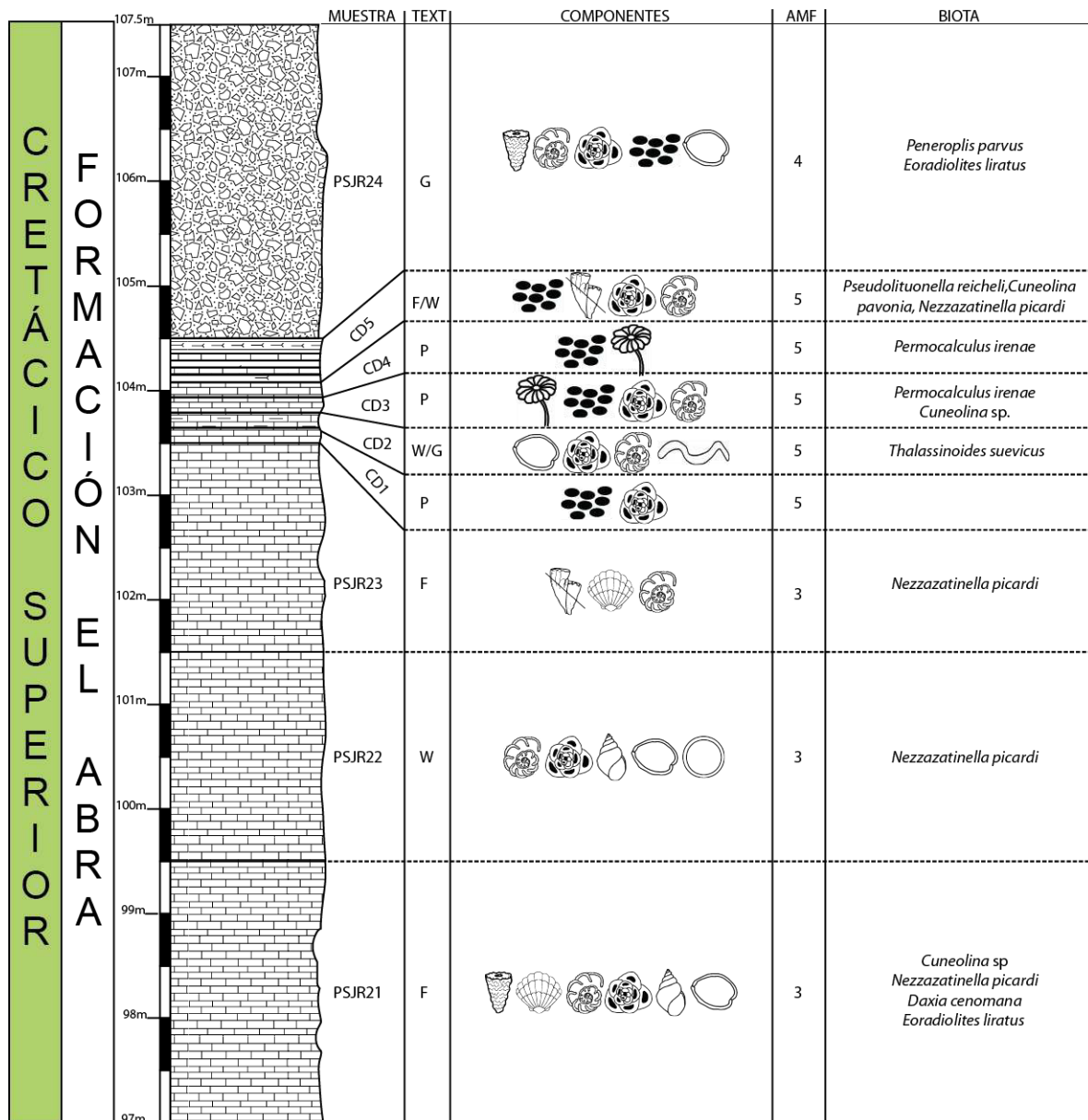


Figura 7b. Ampliación de la columna, muestras PSJR21 – PSJR23, CD1 – CD5 y PSJR24.

II. ANÁLISIS MICROFACIAL

El término microfacies fue definido en 1943 por Brown (*en* Flügel, 2004) para denominar al conjunto de características litológicas y paleontológicas que pueden observarse y ser estudiadas por medio de secciones delgadas con ayuda de un microscopio. Los aspectos más importantes a considerar para el estudio de las microfacies son tipo de matriz y cemento, el tamaño, forma, sorteo y tipo de granos, así como su abundancia, la textura y estructuras deposicionales como laminación, bioturbación, etc. Para la determinación de estos caracteres se toma como base las propuestas de Folk (1962), Dunham (1962) y Embry y Klovan (1971).

Los elementos principales que componen una roca carbonatada se pueden dividir en dos grupos: ortoquímicos y aloquímicos.

2.1 Ortoquímicos

Los ortoquímicos, también conocidos como matriz y/o cemento son precipitados químicos que unen a las partículas aloquímicas, rellenan los espacios y litifican el sedimento. Son de dos tipos:

- 1) **Calcita microcristalina o micrita:** se refiere al lodo calcáreo compuesto por cristales de carbonato y partículas formadas en el lugar o por la acumulación de material de carbonato preexistente con un tamaño menor a 4 μm . La micrita es el material primario en la formación de las rocas y se forma en ambientes protegidos de baja energía.
- 2) **Calcita espática o esparita:** está caracterizada por cristales de carbonato mayores a 4 μm de diámetro, además de su tamaño se distingue de la calcita por su transparencia. La esparita puede originarse por la recristalización de la micrita. La presencia de calizas microesparíticas se ha considerado como

evidencia de diagénesis meteórica, por la influencia de fluidos de baja salinidad o por exposición subaérea.

2.2 Aloquímicos

Los granos carbonatados (aloquímicos) son todas las partículas orgánicas e inorgánicas que normalmente ha sufrido algún grado de transporte, se separan en granos esqueléticos y no esqueléticos.

- 1) **Granos esqueléticos (bioclastos):** son restos completos o fragmentos de organismos fósiles transportados o no, que se convirtieron en parte de los desechos orgánicos. Moluscos, equinodermos, foraminíferos, algas calcáreas, son algunos de los grupos estudiados (Ver capítulo de Análisis Paleontológico).
- 2) **Granos no esqueléticos:** son granos de origen no biogénico que se forman a partir de procesos químicos o bioquímicos. El ejemplo más típico, los pellets. Comúnmente las calizas contienen granos no esqueléticos, como lo son los pellets o peloides (Figura 8). El término peloides hace referencia a granos poligenéticos compuestos de carbonato microcristalino. Los pellets normalmente están desprovistos de estructuras internas, pero pueden contener restos esqueléticos de grano fino y otros granos. Los peloides son comunes en aguas marinas someras como plataformas carbonatadas y arrecifes, pero también son abundantes en carbonatos de agua profunda y pueden estar como constituyentes principales de la roca o en menor cantidad junto con otros tipos de granos (Flügel, 2004). El origen de los peloides es incierto y se han propuesto algunas características diagnósticas como la forma, el tamaño y la clasificación, así como la composición de las asociaciones de granos para interpretar su origen. En el estudio de microfacies se utilizan subcategorías para clasificar a los peloides (Tabla 2).

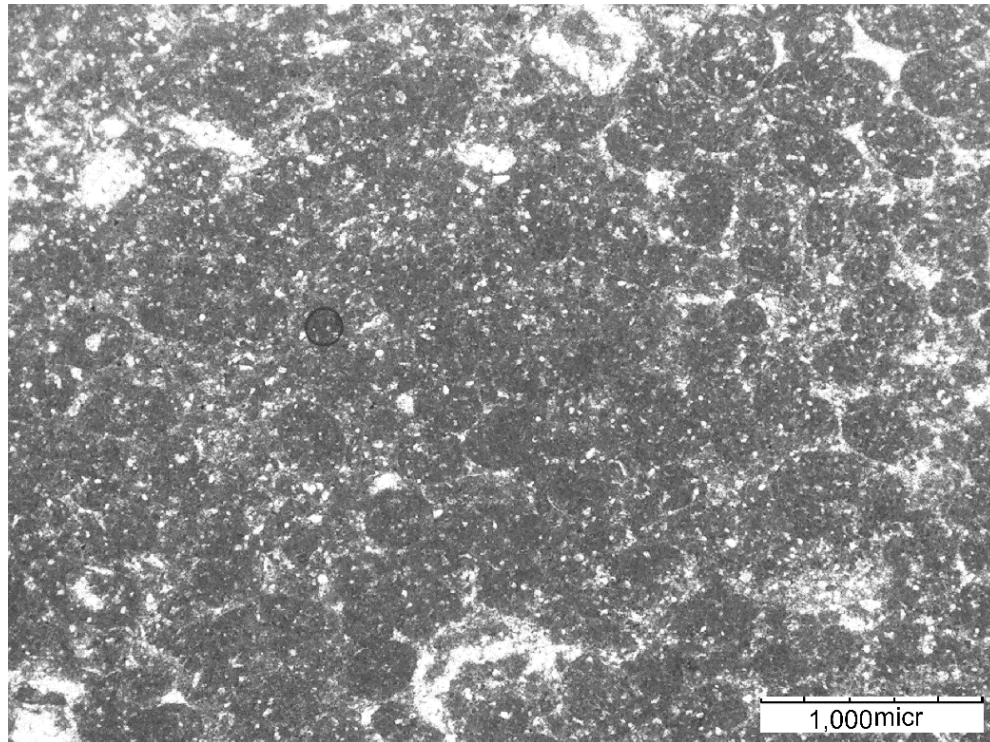


Figura 8. *Packstone* peloidal. Microfacies con abundantes peloides de formas esférica y oval, así como fragmentos de algas calcáreas (*Permocalculus irenae* Elliott) en secciones transversal y longitudinal (CD4).

Tabla 2. Origen y diagnosis de peloides carbonatados (Flügel, 2004).

	Origen	Tipos	Criterios diagnósticos
Biológico	Excremento orgánico litificado	1 Pellets fecales	Granos micríticos redondeados alargados, en forma ovoide, raramente esféricos. Comúnmente homogéneo o con inclusiones del tamaño de limo; raramente con estructuras internas definidas. Tamaños <100 μ m a varios milímetros. A veces asociado con estructuras de bioturbación
	Productos abrasivos de algas y calcimicrobios	2 Peloides algales	Granos micríticos redondeados de forma irregular, que exhiben gradaciones de granos con reliquias de estructuras de algas a granos homogéneos. Tamaños <20 μ m a 2 mm
	Granos resultantes de la actividad de los organismos en la parte dura	3 Peloides bioerosionados	Granos redondos y angulosos en forma de cuchara. Tamaños <20 μ m a <100 μ m
Reelaboración de lodo y granos	Reprocesamiento sinsedimentario y postsedimentario de carbonato de lodo y micrita	4 Peloides de lodo	Granos micríticos de forma variada, comúnmente sin estructuras internas. Amplios rangos de tamaño, mala clasificación
	Moldes micríticos internos de conchas de bivalvos	5 Peloides del molde	Granos micríticos ovoides, a veces con restos de conchas aún no disueltas (ostrácodos, pequeños bivalvos)
Alteración de los granos	Ooides y granos esqueléticos redondos cuyas microestructuras se han perdido a través de la micritización	6 Peloides de bahamita	Granos micríticos redondeados, algunos con restos de las micro-estructuras primarias. Asociación de peloides, granos agregados y ooides. Transición de bioclastos micritizados a peloides del mismo tamaño. Más grandes que los peloides de algas.
	Ooides y granos esqueléticos; microestructuras destruidas por recristalización	7 Peletoides	Granos microcristalinos. Esquemas difusos debido a la amalgamación y compactación
Formación <i>In situ</i>	Precipitación bioquímica provocada por microbios y sustancias orgánicas	8 Peloides microbiales	Granos micríticos redondeados asociados con laminación. Tamaños <80 μ m a <600 μ m
	Precipitación bioquímica de cementos de carbonato con o sin controles orgánicos	9 Peloides precipitados	Peloides pequeños dentro de cementos de carbonato; consiste en un centro micrítico rodeado por claros bordes exteriores de cristales

2.3 Asociación de microfacies (AMF)

Las asociaciones de facies son fundamentales para el desarrollo de modelos sedimentarios de los carbonatos. El enfoque de las microfacies es principalmente descriptivo y el tipo de microfacies estándar y la zona de facie pueden ser definidos por estos criterios. En base a los datos litológicos y paleontológicos se identificaron y describieron cinco asociaciones de microfacies. Cada una corresponde a un grupo de muestras que comparten las mismas características tanto litológicas como paleontológicas.

AMF 1. *Wackestone/grainstone* con rudistas hippurítidos (Muestras PSJR01-08, 10-11)

Calizas de textura *wackestone/grainstone*, con *bouquets* de rudistas hippurítidos en posición de crecimiento, ocasionalmente *bouquets* de radiolítidos y requiénidos. La microfauna está representada por textuláridos y en menor cantidad espinas de equinodermo (radiolas), algunos fragmentos de bivalvos indeterminados, ostrácodos, gasterópodos, calciesferas y peloides (Figura 9 a-b). Otros granos como los cortoides, envuelven a pequeños foraminíferos con una delgada capa micrítica o por el contrario, solo se aprecian vestigios de los organismos.

Interpretación: Ambiente somero de plataforma protegida con presencia de parches arrecifales (biohermas de *Hippurites resectus* DeFrance).

AMF2. *Floatstone* de rudistas (Muestras PSJR14, 15, 17, 18, 27)

La textura predominante es *floatstone* puntualmente *grainstone* bioclástico. Fragmentos de conchas de rudistas y bivalvos indeterminados son los principales componentes, algunos de estos fragmentos presentan microperforaciones. Los componentes secundarios son foraminíferos bentónicos miliólidos y textuláridos con un alto grado de micritización lo cual impide su identificación (Figura 9 c-d).

Interpretación: Por la textura principalmente *floatstone*, y el escaso contenido de otros componentes fósiles, se sugiere un ambiente de laguna detrás del arrecife.

AMF 3. Zona de *Nezzazatinella* sp. (Muestras PSJR13, 16, 19-26)

Las texturas van de *wackestone* a *floatstone*. Ésta facies se caracteriza por presentar una textura principalmente *wackestone* de matriz biomicrítica, representada por una variedad de textuláridos y miliólidos simples, además de bouquets de radiolítidos en posición de crecimiento, fragmentos de bivalvos indeterminados y rudistas, gasterópodos, ostrácodos, calciesferas, radiolas y algas verdes (Figura 10 a-b).

Interpretación: La textura de grano fino indica un ambiente de baja energía, la gran diversidad de bioclastos muestra un desarrollo lagunar con buena oxigenación, circulación de agua y salinidad normal, la presencia de algas verdes son indicio de buena penetración de luz.

AMF 4. Facies de brechas (Muestras PSJR09, 12, 24)

Brechas de textura *floatstone/grainstone* con fragmentos de conchas de rudistas, en algunos fragmentos se observan las líneas de crecimiento y algunos otros están microperforados, foraminíferos aglutinados, miliólidos simples, algas verdes, calciesferas y pellets. Los foraminíferos que están en matriz esparítica presentan alto grado de micritización. En campo las brechas contienen tanto fragmentos como ejemplares completos de radiolítidos en posición de vida dispuestos en *bouquets* de dos a cuatro ejemplares (Figura 10 c-d).

Interpretación: Las brechas pueden interpretarse como material resedimentado proveniente de los parches arrecifales que se encuentran distribuidos en el interior de la plataforma, por lo que se trata de material alóctono, sin embargo la presencia de rudistas en posición de vida indica que estas brechas sufrieron poco transporte.

AMF 5. Facies evaporítica. (Muestras CD1 – CD5)

Wackestone/packstone peloidal. Ésta facies se caracteriza por la dominancia de peloides, la presencia de algas gymnocodáceas, madriguera y escasos foraminíferos bentónicos, ostrácodos y fragmentos de bivalvos indeterminados. La matriz es predominantemente micrítica localmente esparítica. La litofacies es una alternancia de caliza/caliza laminares con yeso (Figura 11).

Interpretación: La presencia de *wackestone/packstone* peloidal en conjunto con madrigueras, indican una buena oxigenación y nutrición en el agua. La deposición de yeso junto con carbonatos son comunes de ambientes lacustres con influencia episódica de agua marina (ciclos de evaporación e inundación).

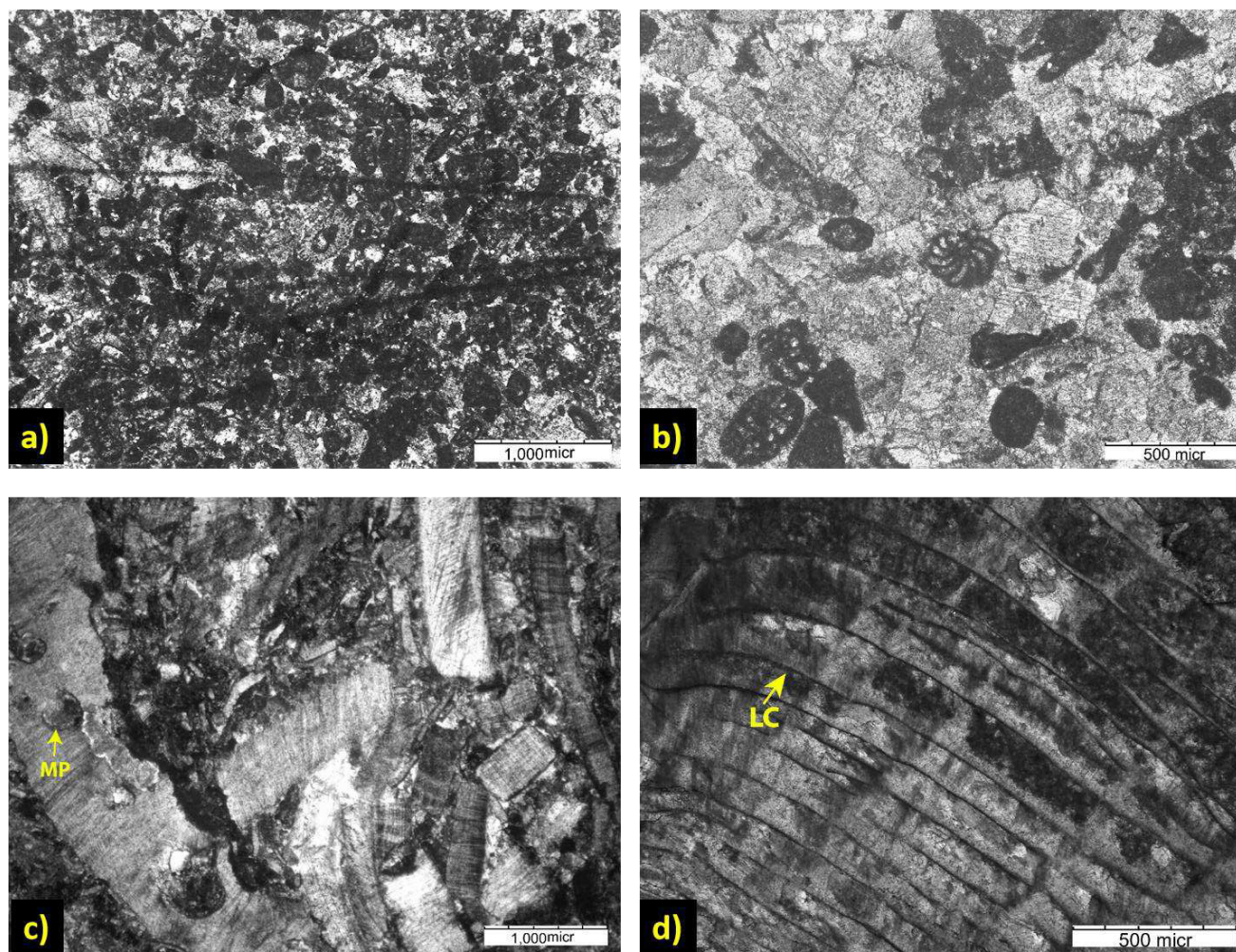


Figura 9. AMF 1 con pequeños foraminíferos bentónicos. **a)** *Grainstone* con abundantes bioclastos micritizados (PSJR01), **b)** *Grainstone* con foraminíferos textuláridos (PSJR26). AMF 2 con fragmentos de pelecípodos, **c)** fragmentos de conchas de pelecípodos algunos con marcas de bioerosión. Nótese las microperforaciones (MP) diferentes en forma y tamaño (PSJR15), **d)** aspecto de la concha externa de un rudista donde se observan las líneas de crecimiento (LC) (PSJR27).

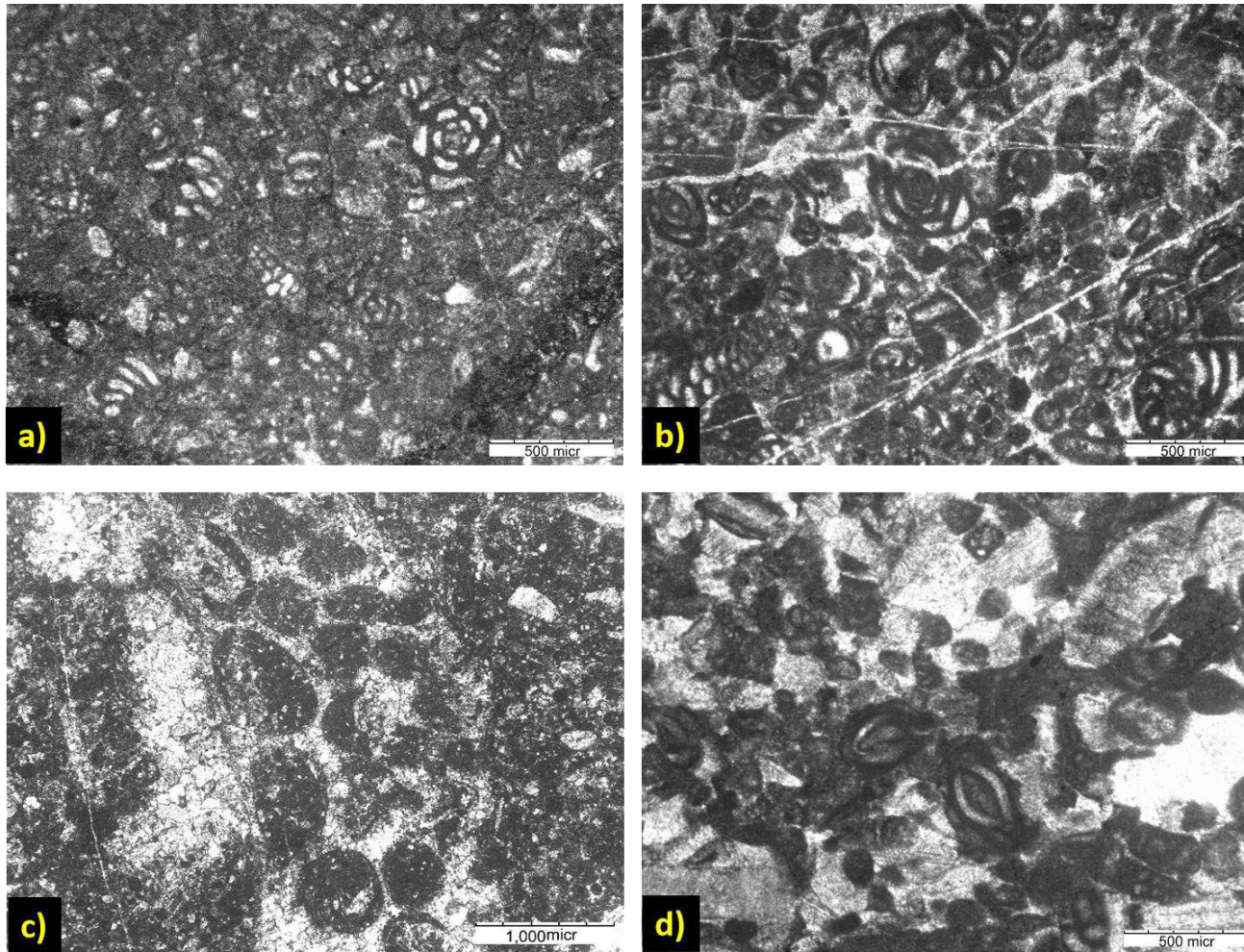


Figura 10. AMF_3 con textuláridos y miliólidos. **a, b)** *Wackestone* (PSJR26), *grainstone* (PSJR25) (respectivamente) con foraminíferos bentónicos de pared aglutinada (textuláridos) y porcelanada (miliólidos simples). AMF_4 con peloides y bioclastos. **c)** *Wackestone/grainstone* peloidal (PSJR09), **d)** *Grainstone* con foraminíferos bentónicos y cortoides (PSJR24).

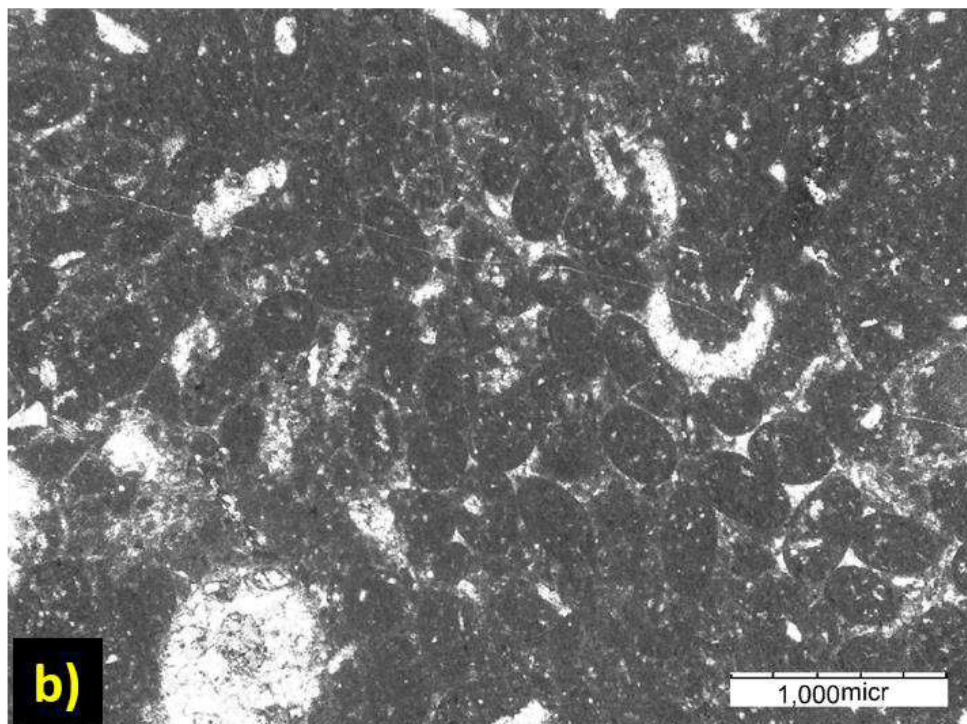
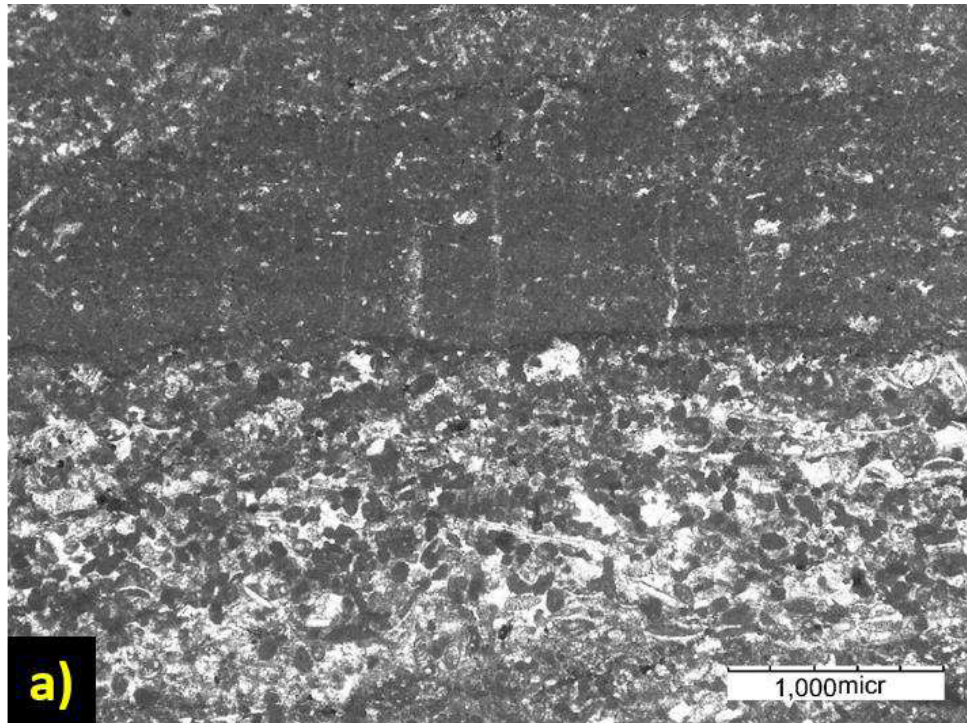


Figura 11. AMF 5. **a)** Microlaminación de textura *wackestone/grainstone* (CD2), **b)** *Packstone* peloidal y algas calcáreas (CD3).

III. ANÁLISIS PALEONTOLÓGICO

El estudio paleontológico es una herramienta muy útil en geología, ya que aporta información sobre la distribución en el tiempo de los organismos que vivieron en el pasado, su origen, extinción, ambiente ecológico, distribución geográfica, evolución, entre otros aspectos. La paleontología como ciencia de los fósiles puede estudiarse tanto en organismos de pequeño tamaño (menores a 2 mm) y/o superior a esta dimensión considerados como macrofósiles. De igual manera, se pueden analizar como un individuo aislado o como entidades biológicas de diferente nivel de organización (organismos, poblaciones y comunidades, por ejemplo). En cualquier caso, se examinan los restos preservados y reconocibles de la flora y fauna del pasado o de la actividad generada por los organismos.

Un aspecto a considerar y que favorece a una mejor descripción de estas evidencias del pasado geológico, es el estado de preservación o conservación en el que se encuentran. En el sentido amplio de su significado, la preservación o conservación es “cualquier señal de una entidad biológica del pasado o cualquier resto de un organismo del pasado, cadáver, exuvio, palinomorfo, resto transformado, resto orgánico, resto organógeno, bioclasto, ejemplar fósil, espécimen, impresión, impronta, marca, huella, icnita, icnofósil, molde, compresión, cuerpo fósil o somatofósil” (Fernández López, 2000).

Cada elemento conservado tienen una composición (química, mineralógica o petrológica) y unas propiedades estructurales (tamaño, forma, microestructura y grado de integridad, entre otras).

Este apartado contiene la información obtenida del material paleontológico estudiado y está representado por fósiles que por su tamaño quedan incluidos dentro de los macrofósiles tal es el caso de los moluscos rudistas, los microfósiles como los foraminíferos y las algas calcáreas, además de los icnofósiles. La descripción para cada grupo biótico, tratará las cuestiones de aspectos taxonómicos, bioestratigráficos y paleoecológicos.

3.1 Macrofósiles

3.1.1 Rudistas

Los rudistas fueron bivalvos sésiles de conducta gregaria caracterizados por una valva inferior y una valva superior de diferentes tamaños. El grupo apareció en el Jurásico superior en el continente europeo y no fue hasta el Cretácico que aparecieron en el continente americano siendo organismos comunes y abundantes en plataformas carbonatadas someras. Durante el Cretácico tardío se registra el mayor número de géneros de hábitos erectos a pesar de que es durante este periodo la mayor tasa de extinciones. Los principales subgrupos se diferencian por su morfología, el número y la posición de los dientes, las cavidades accesorias, los canales, los poros y los pilares, pero básicamente en lámina delgada, se estudian a partir de la microestructura de la concha externa que es la generalmente se preserva (Flügel, 2004).

Para la identificación y descripción de los rudistas se utilizó la tesis doctoral de Oviedo (2005).

3.1.1.1 Radiolítidos

Los rudistas radiolítidos (Bivalvia, Radiolitidae) construyeron una concha compuesta de dos principales capas. La capa interna originalmente de aragonita que cuando se conserva, normalmente se recristaliza. La capa externa compacta está formada por calcita, y es la que generalmente se preserva ya que mantienen su microestructura original.

La estructura celuloprismática (disposición normal de las células) de la capa externa de la concha, junto con otras características de la concha es lo que actualmente se considera una característica principal en el diagnóstico de los Radiolitidae, y su patrón se ha utilizado en aspectos como la taxonomía o la filogenia.

***Eoradiolites liratus* (Conrad, 1852) Figuras 12 y 13**

Descripción: Capa externa de la concha formada por láminas onduladas formando costillas longitudinales lisas, en algunos casos muy largas, agudas e irregulares. La valva derecha es cilíndrica. En la parte externa de la concha se encuentran un par de bandas radiales que consisten en costillas salientes, aplanadas y ligeramente cóncavas.

Distribución estratigráfica: Cenomaniano superior.

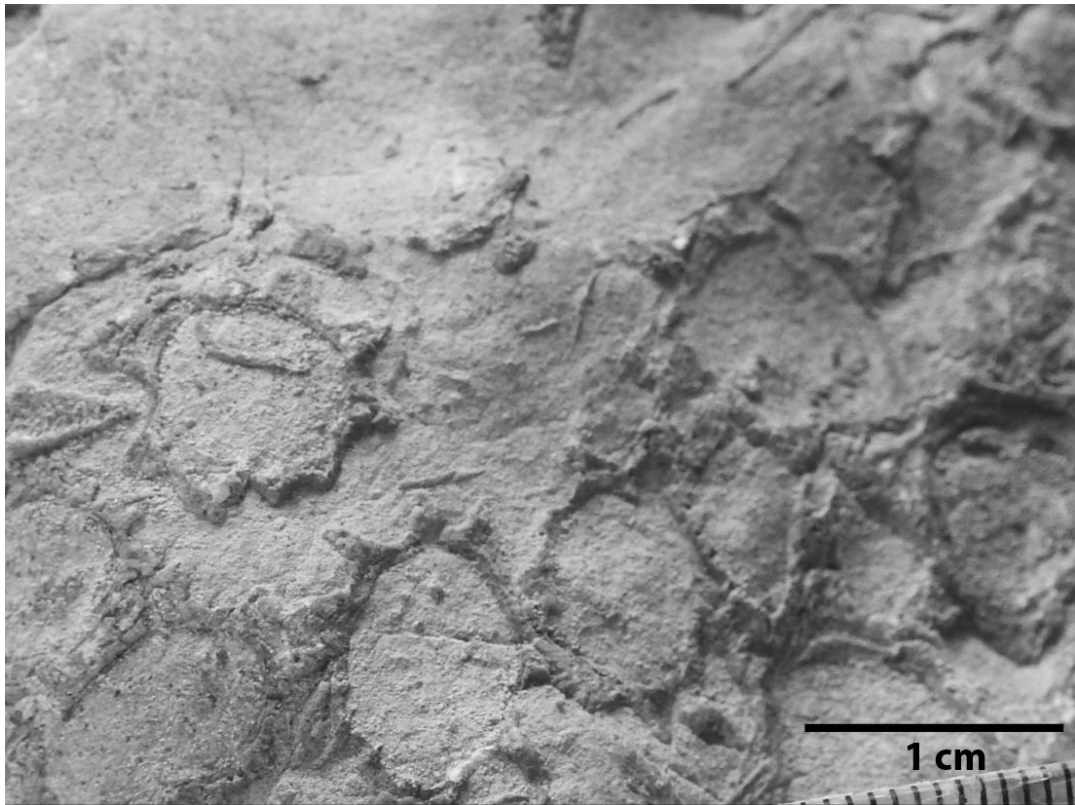


Figura 12. Grupo de *Eoradiolites liratus* (Conrad), se observa cómo algunos organismos están “entrelazados” a través de las crestas, característica que identifica a esta especie de rudistas (PSJR01)

3.1.1.2 Hippurítidos

Los hippurítidos era una familia de bivalvos sésiles, de concha inequivalva, cementados al sustrato por la parte umbonal de la valva fija. Como grupo es

principalmente gregario aunque las formas solitarias son comunes. Son organismos de ambientes marinos poco profundos que prevalecieron del Turoniano hasta el Maastrichtiano.

Particularmente, la concha de los hippurítidos consiste en una pequeña valva (la izquierda) operculiforme que cubre una cilíndrica cónica más grande (la valva derecha). A diferencia de los radiolítidos, los hippurítidos constan de tres capas: La capa prismática fibrilar calcítica externa. La capa media aragonítica cruzada lamelar y la interna de estructura más compleja formada de cristales de aragonito con disposición cruzado-lamelar. El carácter diagnóstico de esta familia está en los elementos miocardinales (pilares y músculos aductores) (Skelton, 1976).



Figura 13. Brecha calcárea con pequeños *bouquets* de *Eoradiolites liratus* (Conrad) y fragmentos de estos incluidos en la matriz (*In situ*) (PSJR26).

***Hippurites resectus* Defrance, 1821 Figuras 14 y 15**

Descripción: Concha angosta, cilíndrica y alargada. Capa externa de la concha delgada y capa interna más gruesa. Valva derecha ornamentada con costillas longitudinales finas y someras en su parte externa. En su vista transversal muestra una cresta del ligamento pequeña, triangular y truncada. El primer pilar es corto, ancho y abierto en su base; el segundo pilar es más largo, pinzado y delgado. El espacio ocupado por los tres repliegues principales es de aproximadamente 135° o mayor que un cuarto de circunferencia. Valva izquierda ausente.

Distribución estratigráfica: Turoniano superior.

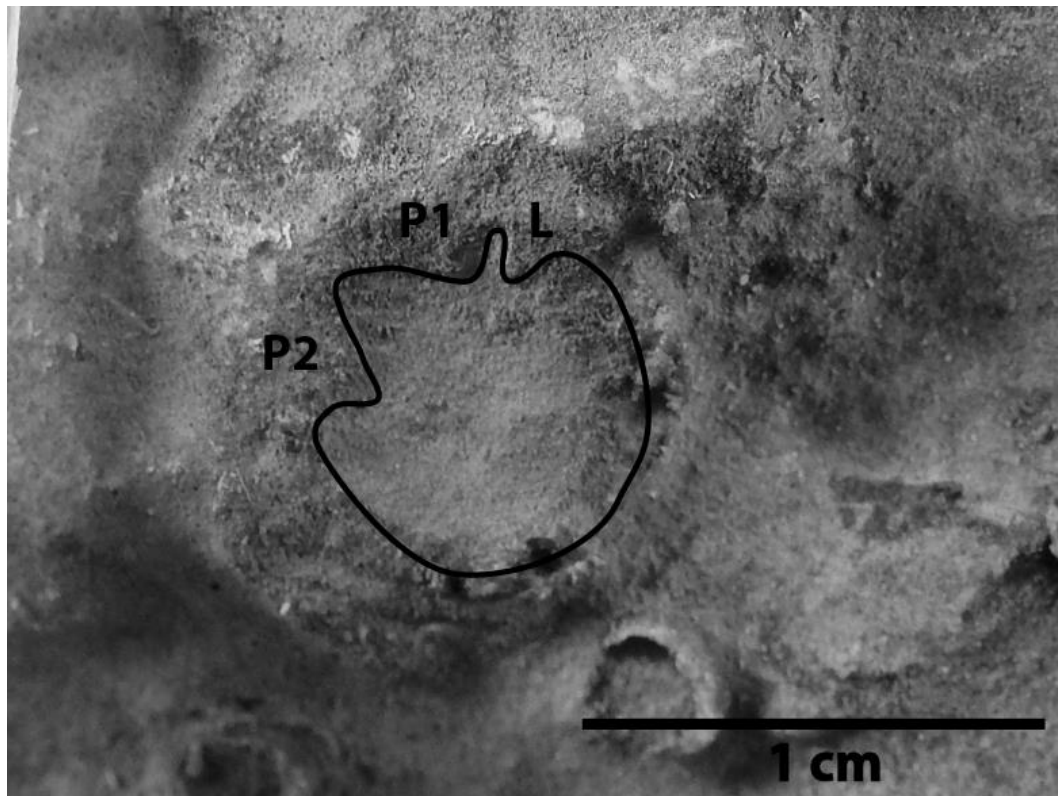


Figura 14. Ejemplar de *Hippurites resectus* Defrance en el cual se aprecian el primer pilar (P1), el segundo pilar (P2) y el ligamento (L) de la valva derecha (PSJR02), caracteres diagnósticos del grupo.



Figura 15. Grupo de *Hippurites resectus* DeFrance *in situ* en un plano de estratificación (PSJR02).

3.2 Microfósiles

3.2.1 Foraminíferos bentónicos

Los foraminíferos constituyen uno de los grupos micropaleontológicos más importantes, proveen edades por biozonación en sedimentos carbonatados, son buenos indicadores ambientales y permiten las reconstrucciones de sistemas deposicionales. Usualmente se caracterizan por sus estructuras externas pero sus conchas tienen complejas estructuras internas que necesitan ser estudiadas en secciones delgadas. La composición de la pared, número, disposición y ornamentación de las cámaras son los principales rasgos diagnósticos para clasificar a los foraminíferos (Figura 16, Tabla 3).

Existen dos formas de vida en este grupo, los foraminíferos planctónicos y los foraminíferos bentónicos, siendo este último motivo de este estudio. Considerando que uno de los elementos morfológicos importantes para su clasificación es la

composición de la concha, se distinguen en este análisis los foraminíferos que presentan dos tipos de pared, los aglutinados (textuláridos) o porcelanados (miliólidos).

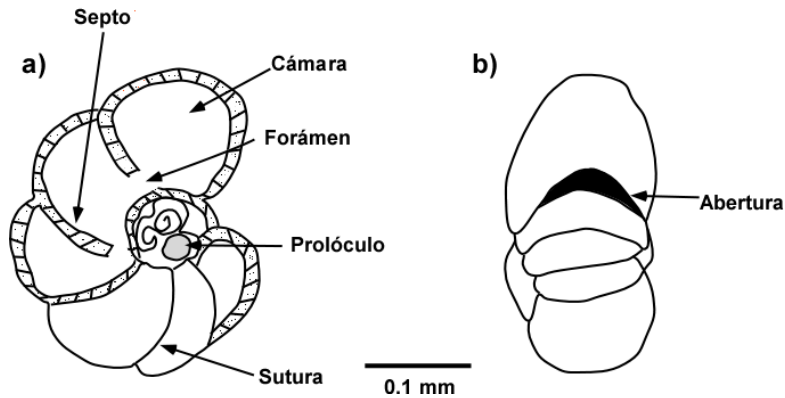


Figura 16. Morfología básica para la clasificación de los foraminíferos. **a)** Vista espiral de un foraminífero en sección longitudinal mostrando las estructuras externas e internas, **b)** Vista lateral que muestra la apertura principal (Zerfass y Andrade, 2015).

La pared de los foraminíferos aglutinados consiste en partículas que se mantienen unidas por material orgánico y cemento de diferente composición. En taxones más complejos del Mesozoico una pared externa microgranular cubre una capa interna compleja que puede plegarse hacia el interior de las cámaras, produciendo estructuras laberínticas o alveolares (Figura 17a).

Los foraminíferos porcelanados presentan una pared calcárea sin poros caracterizada por una concha con aspecto brillante y liso (Figura 17b) (Flügel, 2004).

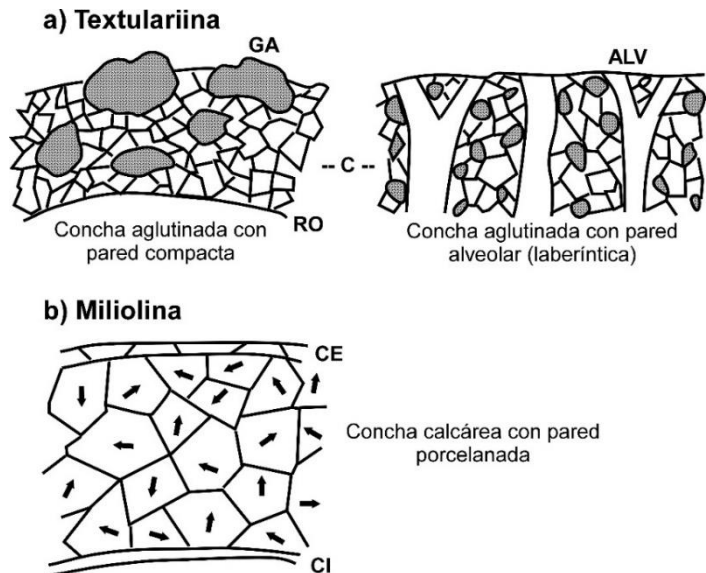


Figura 17. Características de la pared de foraminíferos. **a)** Aglutinados, **b)** Porcelanados. GA – granos agregados, ALV – alveolos, C – cemento, CI – capa interna, CE – capa externa, RO – revestimiento orgánico (Flügel, 2004).

Durante el Cretácico medio las plataformas carbonatadas alcanzan una gran extensión y en el desarrollo de estas plataformas, la fauna bentónica es caracterizada por los macroforaminíferos los cuales pueden ser muy abundantes y formar una parte esencial del sedimento. Los macroforaminíferos son organismos de estructura interna compleja por lo que su identificación puede llegar a ser algo difícil. Una buena identificación y descripción de las especies son la base para fijar distribuciones estratigráficas y realizar dataciones relativas correctas. Existen foraminíferos con distribución estratigráfica amplia como son *Cuneolina pavonia*, *Dicyclina schlumbergeri* y *Nezzazatinella picardi* que su distribución se sitúa en el Albiano superior y persisten durante todo el Cretácico superior. Los mejores marcadores estratigráficos son los foraminíferos cuya aparición no excede los límites del piso donde aparecen, entre ellos esta *Pseudolituonella reicheli* y *Daxia cenomana* para el Cenomaniano (Bilotte, 1984).

Tabla 3. Claves empleadas para los elementos exoesqueléticos o arquitectónicos básico en foraminíferos bentónicos.

A =	Abertura de la cámara	Apertura única o múltiple en una pared de la cámara que permite la comunicación de la luz de la cámara principal con el entorno ambiental. Posteriormente se puede convertir parcial o totalmente en un foramen intercameral.
F =	Foramen	La abertura o aberturas que permiten la comunicación entre las cámaras consecutivas y proporcionan el paso para el endoplasma funcional. En otra definición, es el orificio principal de comunicación entre cámaras. Es decir, cuando se forma una nueva cámara, el orificio precedente permite la comunicación entre dos cámaras contiguas. Foramen intercameral es la asignación en singular y el término foramina es la aplicación en plural.
C =	Cámara	Cavidad de concha llena de protoplasma (generalmente de naturaleza endoplásmica excepto en las cámaras recién formadas), recubierta por un revestimiento orgánico, la envoltura celular primaria.
Pr =	Prolóculo	Es la cámara inicial de la concha de los foraminíferos. Generalmente el prolóculo tiene un contorno esférico y una sola apertura.
S =	Septo	Es una pared separando dos cámaras consecutivas. La conexión entre ellos está garantizada por una o varias aberturas en el septo (forámenes intercamerales, sistemas de estolones) que en la mayoría de los casos se convierten en aberturas primarias. En otra definición, los tabiques o septos son divisiones entre las cámaras en las conchas multiloculares.
V =	Viga o camareta	Son segmentos o subdivisiones de una cámara, producidas durante el mismo crecimiento. Es la particularidad de algunos foraminíferos aglutinados.

Se reconocieron y describieron seis especies de foraminíferos aglutinados, cada uno de ellos presenta características útiles para interpretar el ambiente y la edad en que la unidad litológica en estudio se depositó. Para el reconocimiento de cada especie se utilizaron las descripciones de Loeblich y Tappan (1988), Boudagher-Fadel (2008), y Mahboobeh (2014).

Nezzazatinella picardi (Henson) 1948 Figuras 18 a-f, 19 f

Descripción: Concha trocospiral baja, planoconvexa, con un lado espiral aplanado, la vuelta final con 10 a 14 cámaras, las cámaras finales se extienden como si tendieran a desarrollarse, lado opuesto convexo e involuto.

Distribución estratigráfica: Albiano superior – Campaniano.

Daxia cenomana Cuvillier y Szakall, 1949 Figura 19 a-b

Descripción: Cocha planiespiral involuta, presenta una forma discoidal. En sección ecuatorial presenta un prolóculo seguido de las cámaras que se enrollan en tres o cuatro vueltas. Las primeras cámaras de la primera vuelta tienen una forma romboidal, después se hacen más altas.

Distribución estratigráfica: Aptiano – Cenomaniano.

Cuneolina pavonia d' Orbigny, 1846 Figura 19 c-d

Descripción: Concha libre comprimida, cónica flabeliforme, cámaras amplias y bajas arregladas de forma biserial, comúnmente comprimida. Interior dividido en camaritas casi rectangulares por particiones radiales originándose perpendicular a la pared externa y proyectándose al plano de biserialidad y por particiones horizontales paralelas a los septos.

Distribución estratigráfica: Albiano superior – Campaniano.

Cuneolina parva Henson, 1948 Figura 19 e-f

Descripción: Concha comprimida, triangular a flabeliforme. Cámaras comprimidas paralelas al plano de biserialidad y divididas por vigas radiales y una o dos vigas transversales que producen una red rectangular de compartimentos.

Distribución estratigráfica: Cenomaniano – Campaniano.

Pseudolituonella reicheli Marie, 1955 Figura 20 a-c

Descripción: Concha alargada cónica, primera parte con un corto estadio planispiral, después un estadio uniserial con cámaras anchas y bajas. El interior de la cámara con pilares tubulares proyectándose hacia arriba desde los márgenes de las aberturas circulares, pero no atravesando completamente las cámaras.

Distribución estratigráfica: Albiano – Cenomaniano.

Peneroplis parvus De Castro, 1965 Figura 20 d-e

Descripción: Concha planiespiral o parcialmente involuto, con o sin estadio desenrollado uniserial; suturas parcialmente deprimidas. El número de cámaras en la primera vuelta varía entre 5 y 6, aumentando hasta 9 u 11 en la última vuelta.

Distribución estratigráfica: Cenomaniano superior.

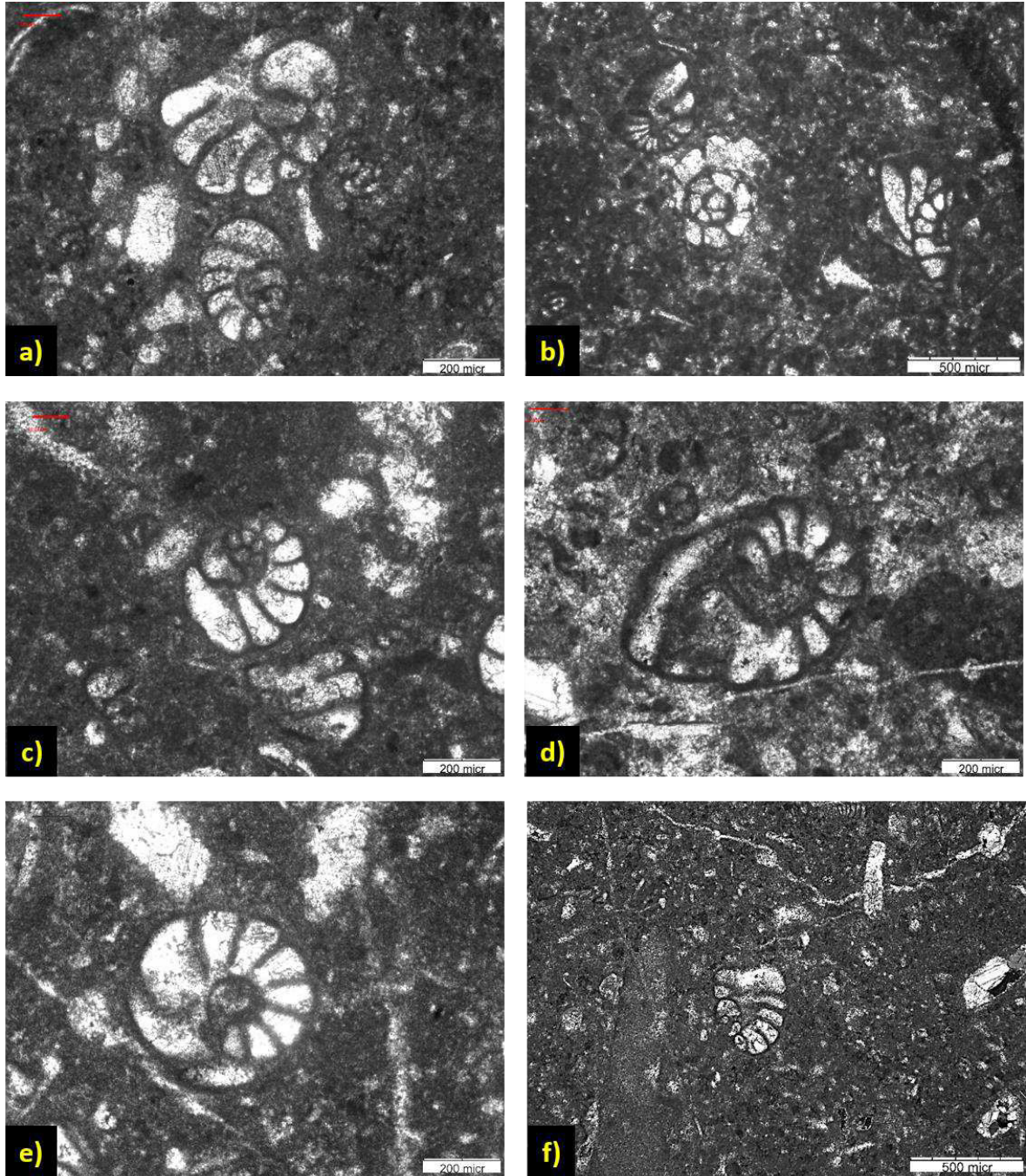


Figura 18. Foraminíferos textuláridos (pared aglutinada): *Nezzazatinella picardi* Henson. **a)** Sección axial en el espécimen ubicado en la parte inferior de la microfotografía (más pequeño), donde pueden verse tres aberturas consecutivas situadas en la base de las cámaras. Sección oblicua en ejemplar más grande. Nótese lo marcado de los septos que separa a cada una de las cámaras (PSJR19), **b)** Diferentes cortes de nezzazatinélidos (PSJR04), **c)** Sección axial de un organismo que permite distinguir la disposición trocospiral de su crecimiento (PSJR08), **d, e)** Sección transversal-ecuatorial que muestra la última vuelta (PSJR02, PSJR08), **f)** Sección tangencial (PSJR19).

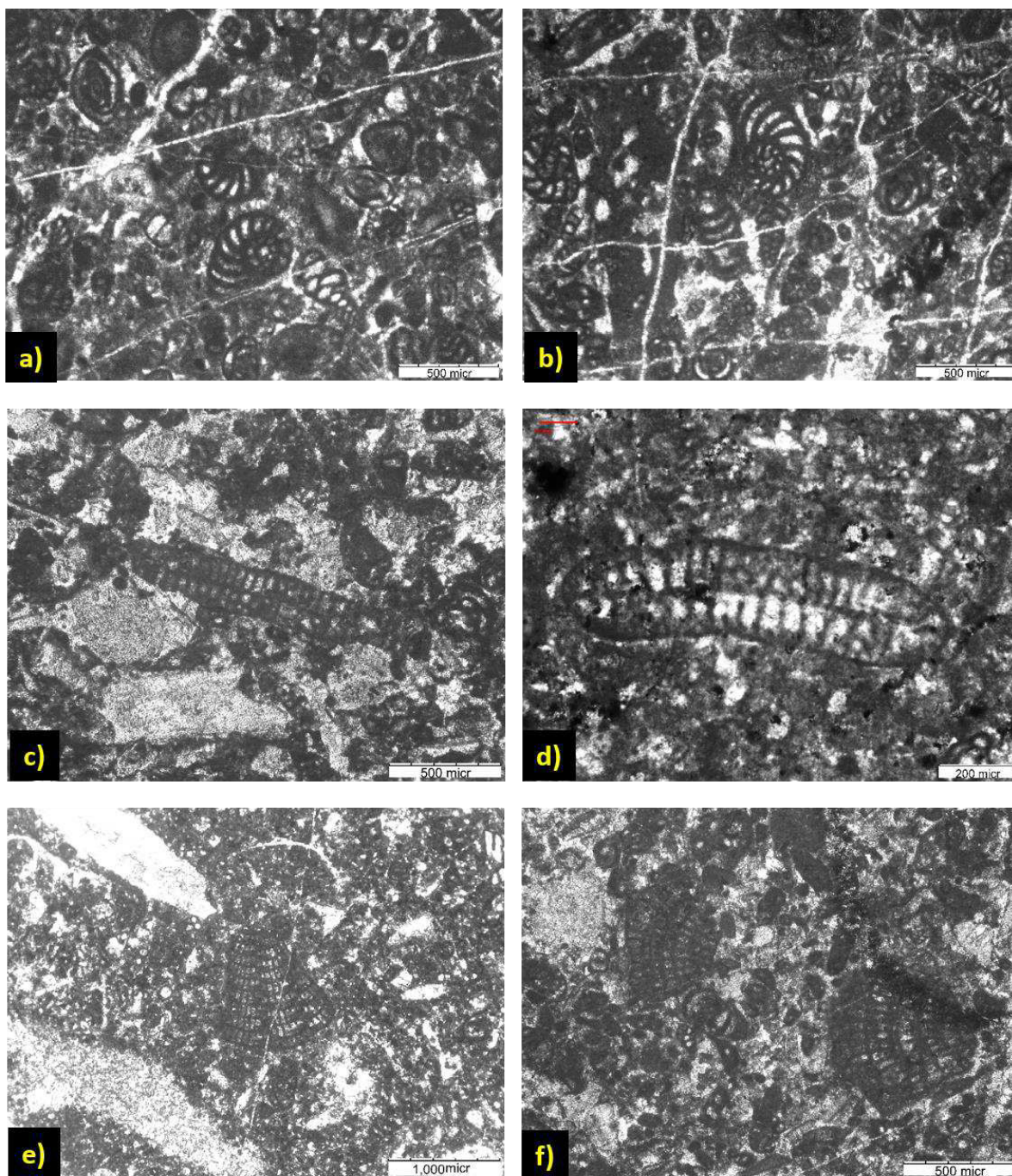


Figura 19. Foraminíferos textuláridos (pared aglutinada). **a, b)** *Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall. Sección transversal casi ecuatorial de varios especímenes. Nótese la combinación mixta de la concha marcada por la disposición del crecimiento de las cámaras, inicialmente planispiral y finalmente uniserial (PSJR25), **c, d)** *Cuneolina pavonia* d' Orbigny, **c)** Sección casi horizontal (PSJR16), **d)** Sección horizontal en dos ejemplares de cuneolínidos (PSJR20), **e, f)** *Cuneolina parva* Henson, **e)** Sección subaxial donde se reconocen las cámaras y vigas o camarillas divididas por los septos (PSJR26), **f)** Fragmento tangencial (PSJR17).

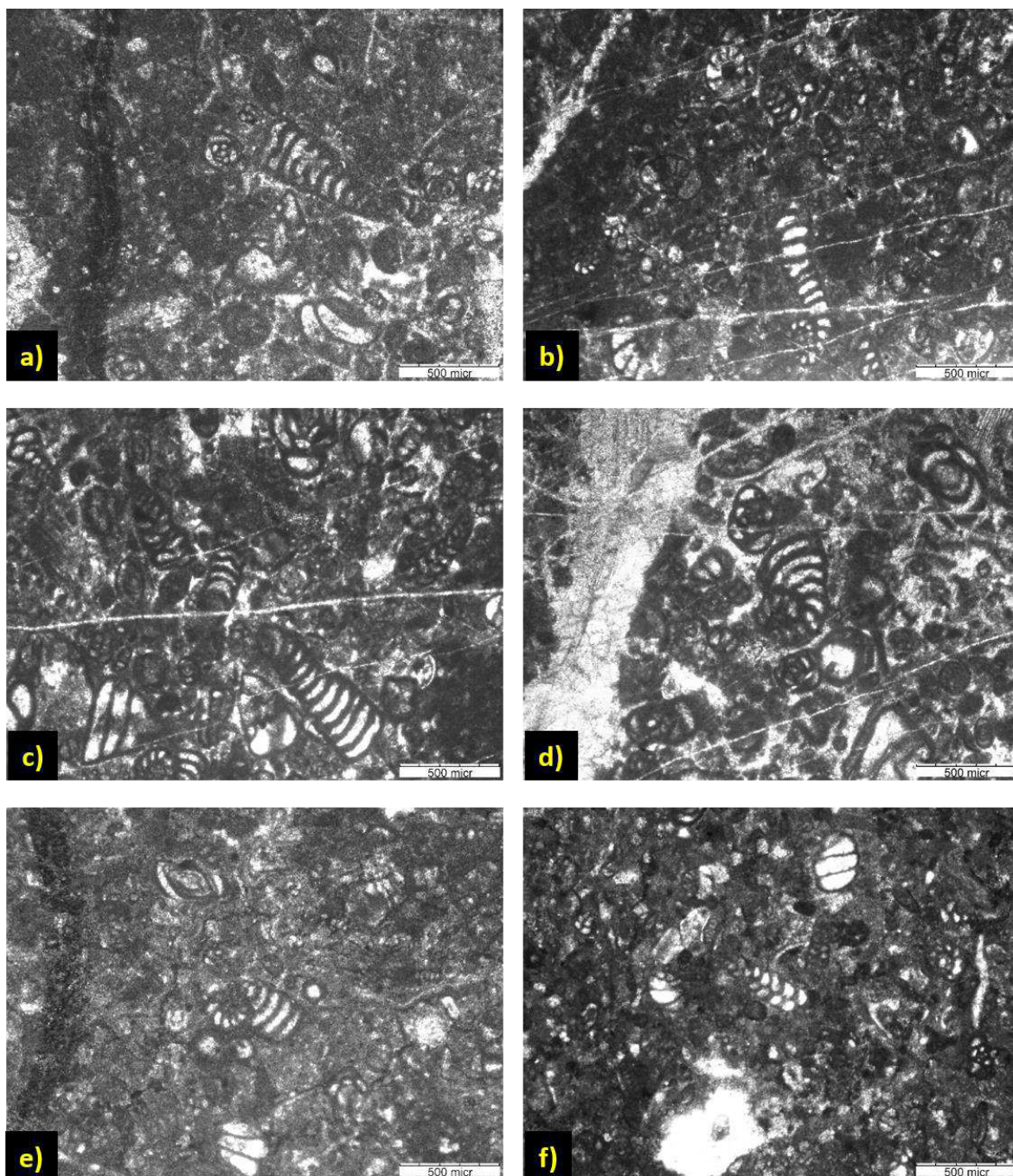


Figura 20. Foraminíferos textuláridos (pared aglutinada) y miliólidos (pared porcelanada). **a-c)** *Peudolituonella reicheli* Marie, **a)** Sección axial que pasa a través de las porciones enrollada y rectilínea del organismo (PSJR26), **b), c)** Sección axial que deja ver la concha planispiral en su estadio inicial y después el estadio uniserial de las cámaras en la segunda etapa (PSJR25), **d, e)** *Peneroplis parvus* De Castro. Sección subecuatorial de la concha porcelanada. Las cámaras iniciales son pequeñas en comparación con el tamaño que adquieren en el segundo estadio y que corresponde al crecimiento uniserial del organismo, junto a este, un ejemplar de *Quinqueloculina* sp. (PSJR25, PSJR26), **f)** Conchas de nezzazatinélidos, al centro un foraminífero biserial (PSJR22).

Otros foraminíferos presentes en las muestras analizadas y con aplicación paleoambiental son pequeños foraminíferos textuláridos y miliólidos simples (Figura 20)

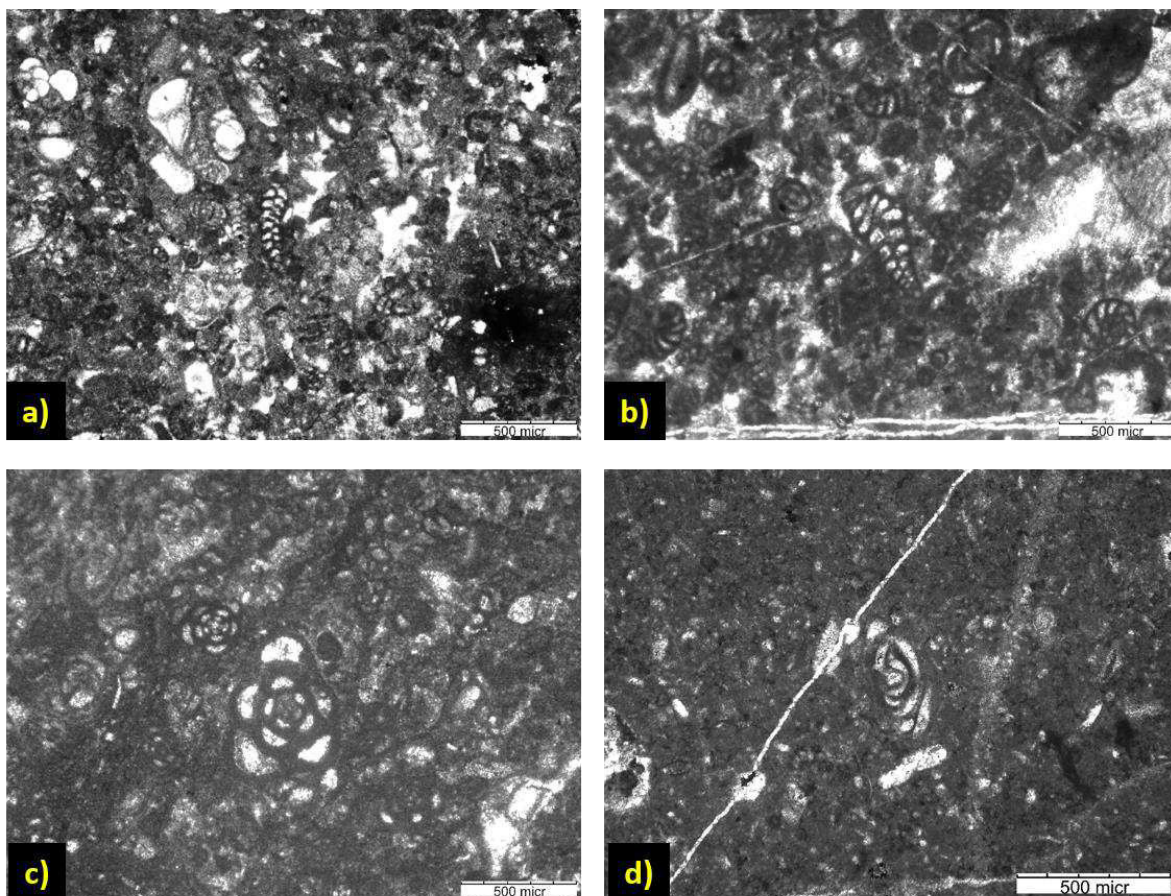


Figura 21. Foraminíferos textuláridos (pared aglutinada) y miliólidos (pared porcelanada). **a, b)** Pequeños foraminíferos biseriales en sección axial (PSJR22, PSJR25), **c, d)** foraminíferos bentónicos porcelanados en sección ecuatorial (PSJR26, PSJR19).

3.2.2 Algas calcáreas

Al igual que los foraminíferos bentónicos, las algas calcáreas representan un elemento importante en los depósitos de las plataformas cretácicas y son una herramienta para asignar ambiente y edad a un afloramiento.

Las algas calcáreas son constituyentes principales de las rocas carbonatadas, por lo tanto, son un componente importante para la reconstrucción de ambientes

sedimentarios. Se reconocieron dos grupos de algas calcáreas, las algas dacicladáceas y las gimnocodáceas.

Las dacicladáceas están representadas por más de 100 géneros fósiles. Las plantas crecen erguidas y están unidas al sustrato por los rizoides. Característicamente el talo tiene una simetría radial alrededor de un eje central largo que tiene uno o más verticilos de ramas laterales (Wray, 1977).

Anteriormente las gimnocodáceas se consideraban parte del grupo de las alga rojas (Wray, 1977), autores recientes coinciden en incluirlas dentro de las algas verdes (Flügel, 2004; Granier, 2012). Solo dos géneros se asignan dentro de la familia extinta Gymnocodiaceae, el género *Gymnocodium* y *Permocalculus*, los tallos preservados de ambos son cilindros alargados muy similares el uno al otro, pero *Permocalculus* se distingue por ser más pequeño y poroso.

Como ha sido mencionado por Elliott (1956) la clasificación del género *Permocalculus* se basa en última estancia por sus características morfológicas externas. Cinco morfologías básicas han sido reconocidas para describir la morfología externa (Figura 22).

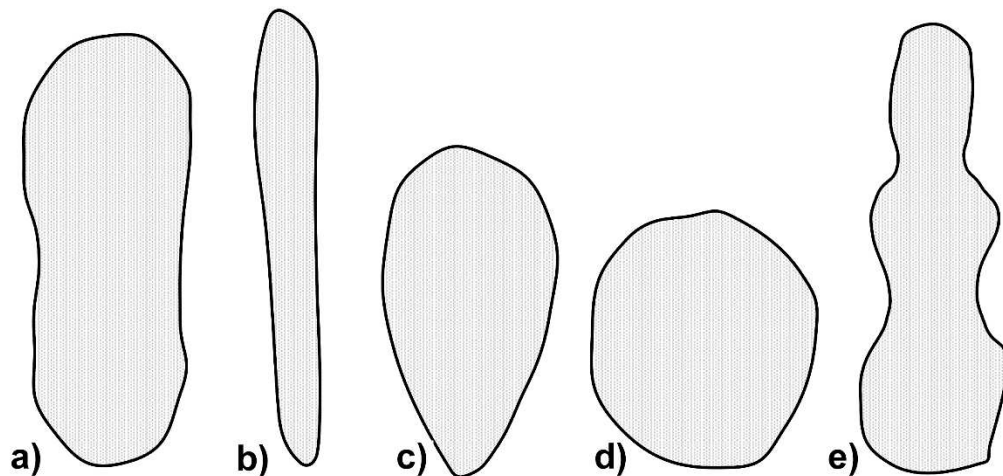


Figura 22. Clasificación morfológica para las especies de *Permocalculus*. **a)** Forma de dedo/irregular (*P. irenae*), **b)** Subcilíndrica (*P. budaensis*), **c)** Ovoide (*P. ellioti*), **d)** Esférica (*P. discoideus*), **e)** Ancho – angosto (*P. ampullaceus*) (Schlagintweit, 1991).

Para la identificación de las algas se utilizaron las descripciones de los trabajos de Schlagintweit (1991) y Omaña (2011, 2016).

***Permocalculus irenae* Elliott, 1958 Figura 23**

Descripción: Talos levemente segmentados, segmentos largos, ovoides o subcilíndricos, con dedos irregulares e hinchados con poros finos en la zona exterior, esporangios internos que no son visibles. La calcificación varía de capas finas a gruesas a calcificación total. A menudo se acumulan fragmentos de tallos rotos, creando las típicas "debrisfacies de algas" de Elliott (1958).

Distribución estratigráfica: Cenomaniano.

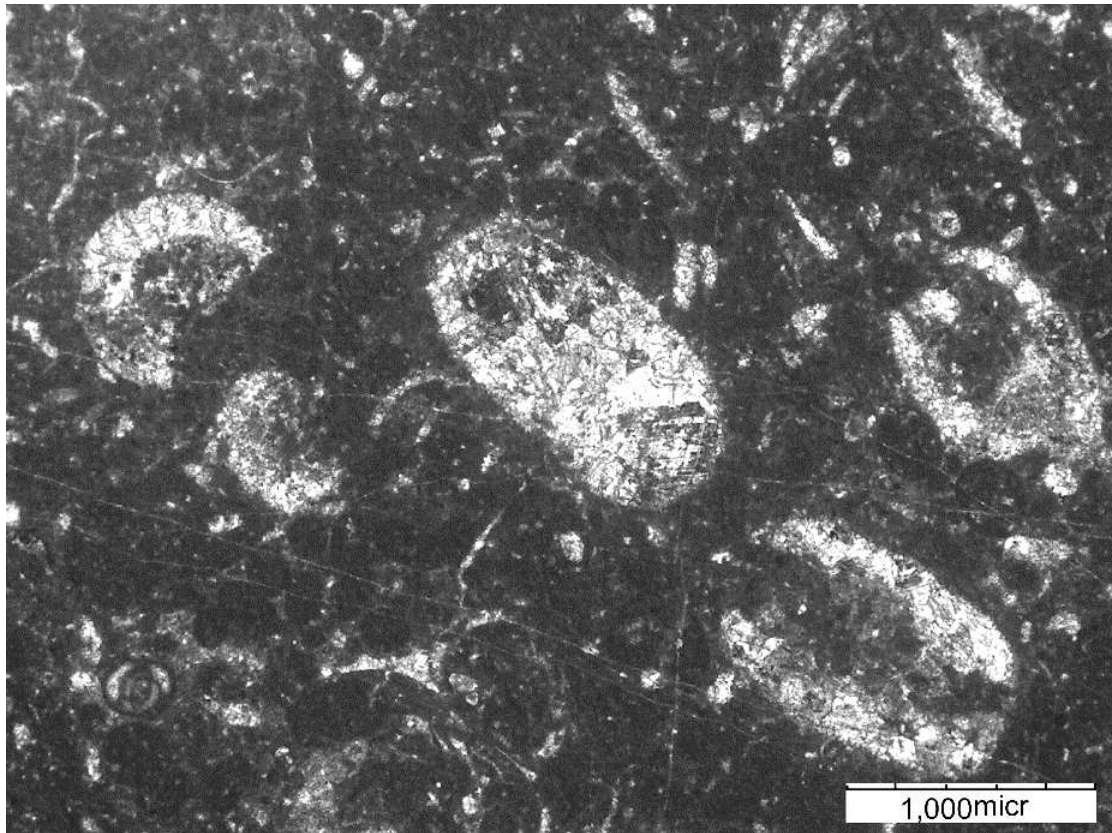


Figura 23. Secciones longitudinales y transversales de *Permocalculus irenae* Elliott. Note la forma subcilíndrica de los segmentos y el talo bien diferenciado (PSJR03).

***Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), 1922 Figura 24**

Descripción: se caracteriza por presentar pequeñas células acomodadas en cadenas formando estructuras irregulares, lobuladas, ovoides a globulares y cilíndricas. Esta especie está ampliamente distribuida en las plataformas carbonatadas del Mesozoico (Triásico medio a Cretácico tardío) y se presenta en ambientes arrecifales y de *lagoon*.

Distribución estratigráfica: Cenomaniano.

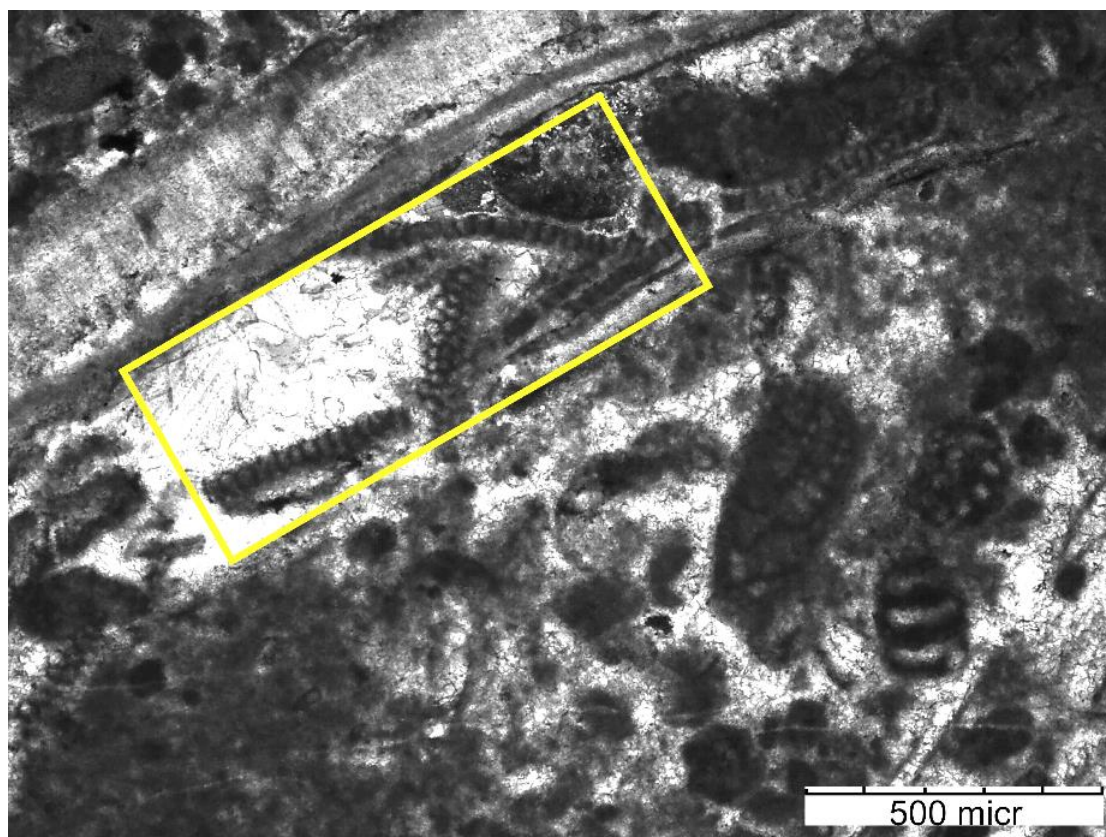


Figura 24. Microfacies de *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) con foraminíferos bentónicos y fragmentos de pelecípodos. Tenga en cuenta la unión o adherencia entre el alga y el fragmento del molusco bivalvo ubicado en la parte superior de la microfotografía, así como la disposición de las células formando cadenas (PSJR13).

3.3 Ichnología

La ichnología se encarga del estudio de las huellas producidas por organismos (animales, plantas y microbios) sobre o dentro de un sustrato. Trata de todos los aspectos relacionados con los rastros actuales (neoichnología) y fósiles (paleoichnología), bioturbation y bioerosión, y es interdisciplinario en la combinación de métodos sedimentológicos, paleontológicos, biológicos y ecológicos (Bromley 1996 *en* Knaust, 2017). Complementa y restringe las interpretaciones sedimentológicas y sirve como una herramienta poderosa en la caracterización de depósitos sedimentarios.

Los temas de paleoichnología son los fósiles de rastro (también llamados ichnofósiles), que son estructuras fosilizadas producidas en sustratos que van desde sedimento no litificados a roca sedimentaria o materia orgánica (incluyendo cáscara, hueso, madera y turba) por la actividad de los organismos. Las huellas de organismos se pueden agrupar en categorías, según el tipo de sustrato y la forma de origen. Una de estas divisiones son las madrigueras.

***Thalassinoides suevicus* Ehrenberg, 1944 Figura 25**

Descripción: Madrigueras cilíndricas que forman sistemas de ramificación tridimensionales que consisten en redes horizontales conectadas a la superficie por ejes más o menos verticales; son madrigueras de 1 a 20 cm (típicamente 10-15 mm) de diámetro; bifurcaciones con forma de “Y” regularmente ramificadas; en sistemas horizontales forman polígonos. Son madrigueras de alimentación y morada de crustáceos; a veces asociado con restos de callianassidos. Son referidos a ambiente sublitoral.

Distribución estratigráfica: Berriasiano hasta Cenomaniano.

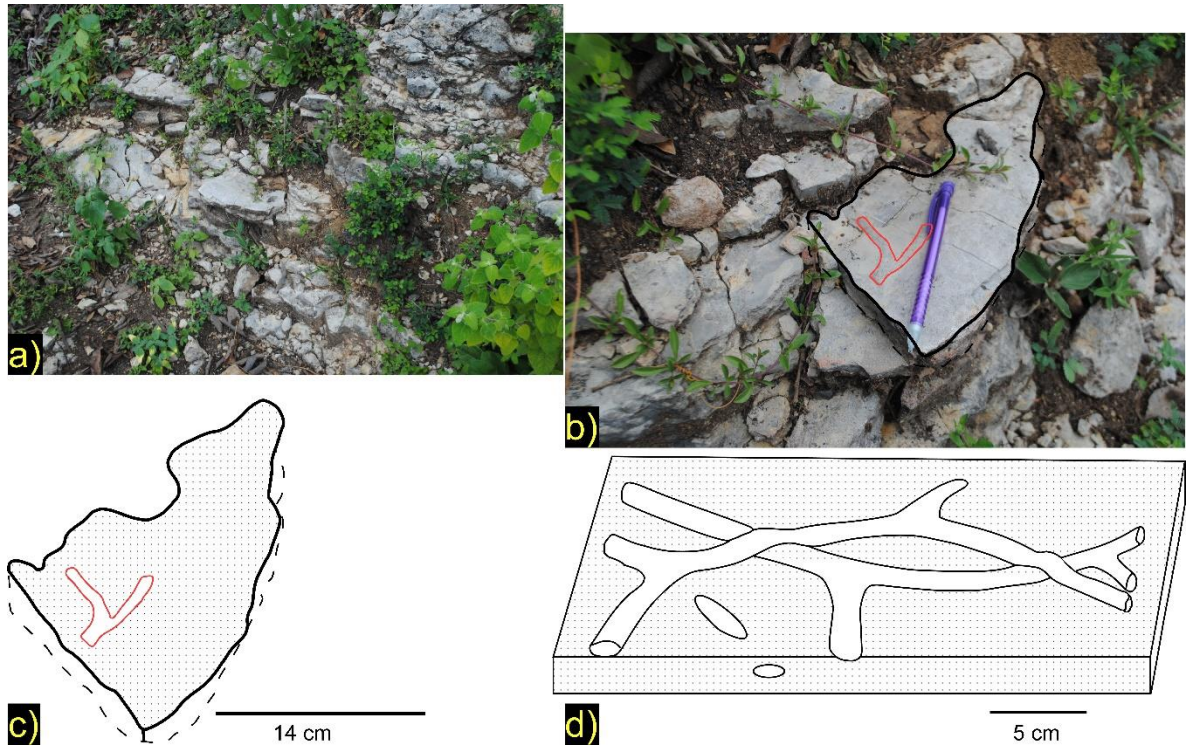


Figura 25. Plano de estratificación con presencia de icnofósiles. Estrato o capa ubicada hacia el techo de la sección medida. **a)** Aspecto de la caliza del nivel CD2 donde se aprecia la superficie de estratificación marcada por galerías, **b, c)** Trazado del rastro del organismo sobre el techo del estrato (delineado en color rojo), **d)** Aspecto de la traza de *Thalassinoides suevicus* (Maze) comparable a la observada en este estudio

IV. EVAPORITAS

El perfil estratigráfico en estudio presenta una secuencia de carbonatos – evaporitas que están representadas en la MF5. En este capítulo se discutirán las características sedimentarias, mineralógicas y petrográficas que presentan estos depósitos lacustres.

Un depósito lacustre difiere del océano principalmente por el menor depósito de sedimentos y agua, también la química del agua del lago puede ser muy variable y cambiante durante periodos de tiempo relativamente cortos. Algunos criterios para las microfacies de carbonatos lacustres son la presencia de micrita, peloides, ooides y estromatolitos, además de fósiles como cianobacterias, algas calcáreas, gasterópodos, bivalvos, ostrácodos y estructuras como laminación, bioturbación y formación de evaporitas (Flügel, 2004; Scott et al, 2012).

4.1 Carbonatos peritidales

Los carbonatos peritidales representan un espectro de ambientes marinos para áreas submareales poco profundas adyacente a la planicie mareal, y zonas supratidales como *sabkha*, bosques de mangle, pantanos y lagos costeros. Son depósitos fáciles de reconocer en afloramientos y en secciones delgadas y son importantes indicadores batimétricos, reflejan las fluctuaciones en el nivel del mar y forman las bases para la evaluación de los ciclos sedimentarios y secuencias estratigráficas (Tucker et al. 1990; Flügel, 2004).

El término peritidal generalmente se refiere a una variedad de ambientes carbonatados asociados a zonas de marea con baja energía. Los carbonatos de estas áreas son predominantemente micritas, a menudo micrita peloidal. Las calizas comúnmente son *mudstones*, *wackestones*, *bindstones* y pueden estar intercaladas con *grainstones*.

Tradicionalmente se reconocen tres zonas (Figura 26) (Tucker, 1990; Haldar et al. 2014):

- **Supratidal:** Es la zona más diagnóstica y representa el área de chapoteadero encima de la marea baja. Es inundada solo unas pocas veces al mes y puede ser muy amplio en líneas costeras de bajo relieve.
- **Intertidal:** Esta zona es inundada y expuesta alternamente. Lo que caracteriza el régimen intertidal son la alternancia en la erosión y depósito y los rápidos cambios de la corriente y la velocidad de las olas.
- **Subtidal:** Esta zona se encuentra permanentemente sumergida. Puede estar fuertemente influenciada por la acción de las olas y las corrientes de marea, pero la mayoría de las planicies están asociadas con lagunas protegidas de baja energía y bahías restringidas.

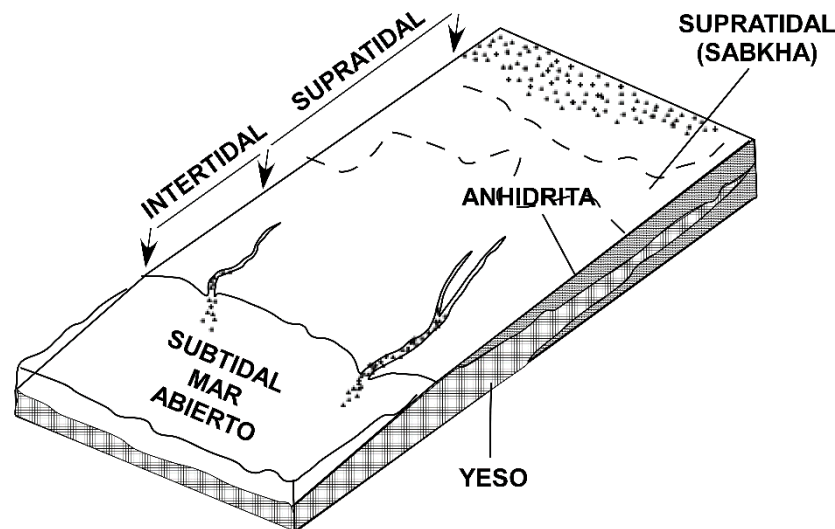


Figura 26. Diagrama que señala los sitios de depósito de las facies subtidal, intertidal y supratidal (Walker, 1984)

La secuencia de carbonatos – evaporitas que están presentes en el perfil Peña de Salazar (muestras CD1 – CD5) presentan características de un ambiente intertidal:

- **Laminación** (Figura 27): Una característica común de los carbonatos peritidales es la laminación de escala fina asociada a poros fenestrales,

especialmente ocurre en la zona intertidal. Algunas calizas periditales antiguas una laminación consisten en capas milimétricas de micrita o dolomicrita con delgadas grietas orgánicas o bituminosas y capas más gruesas compuestas de *grainstone* o *packstone* con intraclastos y peloides. Estos últimos representan depósitos de tormenta (Flügel, 2004).

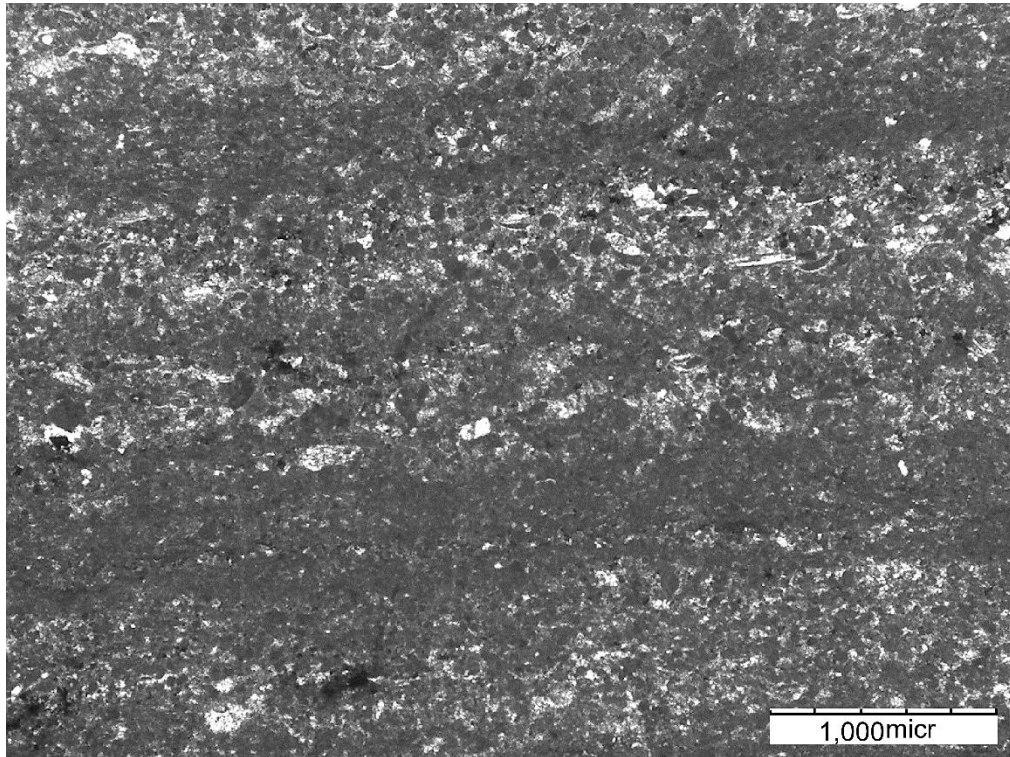


Figura 27. Microlaminación en capas de micrita con algunos poros fenestrales, típicos de sedimentos de zonas intertidales, y esparita, con pequeños fragmentos de bioclastos micritizados. (CD2).

- **Bioturbación/madriguera:** El término bioturbación fue propuesto para todo tipo de desplazamiento producido por animales y plantas dentro de suelos. Las madrigueras y la bioturbación proveen información sobre la vida en los sedimentos, así como acerca del ambiente deposicional ya que son valiosos indicadores de la diagénesis y las deformaciones sinsedimentarias. Las madrigueras se forman dentro de sedimentos no consolidados (lodos, arena, terrenos firmes) por la actividad de animales durante la alimentación, descanso y migración (Flügel, 2004). La distribución de la bioturbación está

influenciada por el grado de exposición, con pocos organismos ocurre en las zonas intertidal superior y supratidal pero el área intertidal inferior está fuertemente bioturbada.

- **Evaporitas** (Figura 29 a-b): Una variedad de minerales de evaporitas se pueden formar en asociación con los carbonatos peritidales pero los más comunes son el yeso, anhidrita y halita. Los sedimentos intertidales y de *sabkha* se caracterizan por el yeso.
- **Biota** (Figura 28): El ambiente intertidal se caracteriza por una baja diversidad de organismos que se adaptan rápidamente a las condiciones de estrés. Los organismos más frecuentes son gasterópodos, ostrácodos, foraminíferos bentónicos y bivalvos. Las plantas están literalmente presentes (Tucker, 1990; Flügel, 2004), para esta parte de la columna se presenta una considerable cantidad de algas calcáreas gimnocodáceas.

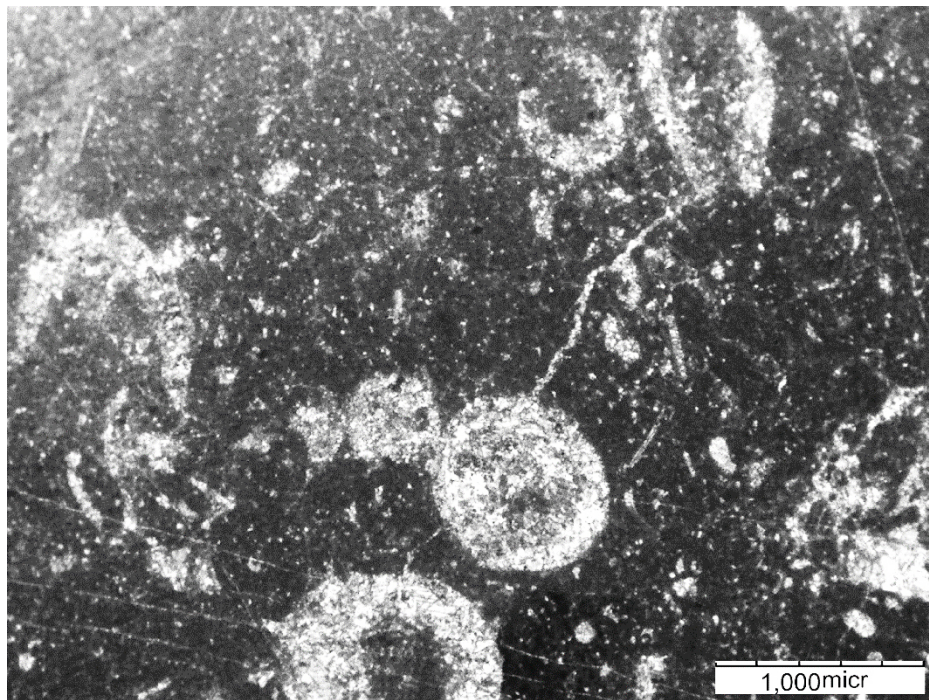


Figura 28. *Packstone* peloidal. Muestra CD2. Microfacies con abundantes peloides de morfología oval y fragmentos de algas calcáreas (*Permocalculus irenae* Elliott) en secciones transversales y longitudinales (CD3).

4.1.1 Yeso

Los carbonatos de plataforma que comúnmente preceden a la sal marina se presentan como estromatolitos o evaporitas depositados en ambientes hipersalinos de poco profundos. Generalmente se forman como consecuencia de una regresión marina, la restricción de una actividad tectónica, un cambio climático drástico que provoque condiciones semiáridas a áridas y/o aumento y saturación en la salinidad del agua (*en* Gindre – Chanu et al. 2016).

Las evaporitas o sedimentos evaporíticos son sedimentos o rocas formadas por la fuerte evaporación del agua por secreción química de solución salina extremadamente concentrada. Los depósitos de evaporitas comienzan a formarse en los bordes de lagos salinos (*sabkha*), lagunas cerradas y bahías con clima árido, húmedo y caliente. Esto es necesario para impulsar la rápida evaporación del piso de agua a fin de aumentar constantemente la concentración de sal en el agua. Los ejemplos comunes de depósitos de evaporitas con el yeso, anhidrita, halita y sales de K – Mg.

La concentración de sal incrementa cerca de 3.5 veces con la subsiguiente evaporación del agua y la salinidad del agua marina incrementa aproximadamente 120%. El yeso comienza su cristalización en esta etapa a una temperatura de 30°C y continua hasta que la concentración de sal en el agua no rebasa las 4.8 veces más que la salinidad normal del agua (Haldar, 2014).

El yeso es formado en ambientes cerrados de agua marina poco profunda y lagos salados en la etapa inicial del secado del *sabkha*.

4.1.2 Interpretación

El ambiente intertidal comienza con una secuencia de estratos de caliza *wackestone* – *packstone* peloidal (Figura 29a) que no rebasan los 10 cm de espesor, estas capas presentan poca fauna pero la presencia de algas gimnocodáceas es notable al

observar las muestras a través del microscopio, la bioturbación está presente, enseguida hay un cambio en la litología donde las capas delgadas de caliza se intercalan con delgados horizontes de yeso (Figura 29b), finalmente se deposita una capa de yeso de 15 cm de espesor y sobreyacente a esta una brecha arrecifal.

La reducción en el espesor de las calizas probablemente se debe a un episodio donde el nivel del agua bajó. La microlaminación que existe en la muestra CD2, la cual consiste en una intercalación de micrita con *grainstone* peloidal representa un depósito de tormenta. Las CD3 y CD4 son *packstone* peloidales con una considerable presencia de gimnocodáceas que junto con la presencia de bioturbación indican buenos niveles de oxigenación y nutrientes en el agua. En la CD5 hay una alternancia de capas muy delgadas de caliza y yeso, lo que demuestra que en esta pequeña parte de la plataforma sucedieron ciclos cortos de inundación y evaporación concluyendo con un episodio de evaporación en el que se formó una isla salina. En la figura 28b se observa una caliza en la cual su base esta ondulada, esta es una característica de cómo el agua se “trepó” sobre el depósito de evaporitas. Finalmente, ocurre una transgresión marina que volvió a inundar la plataforma, esto se ve representado por el depósito de una brecha arrecifal masiva (Figura 29c).

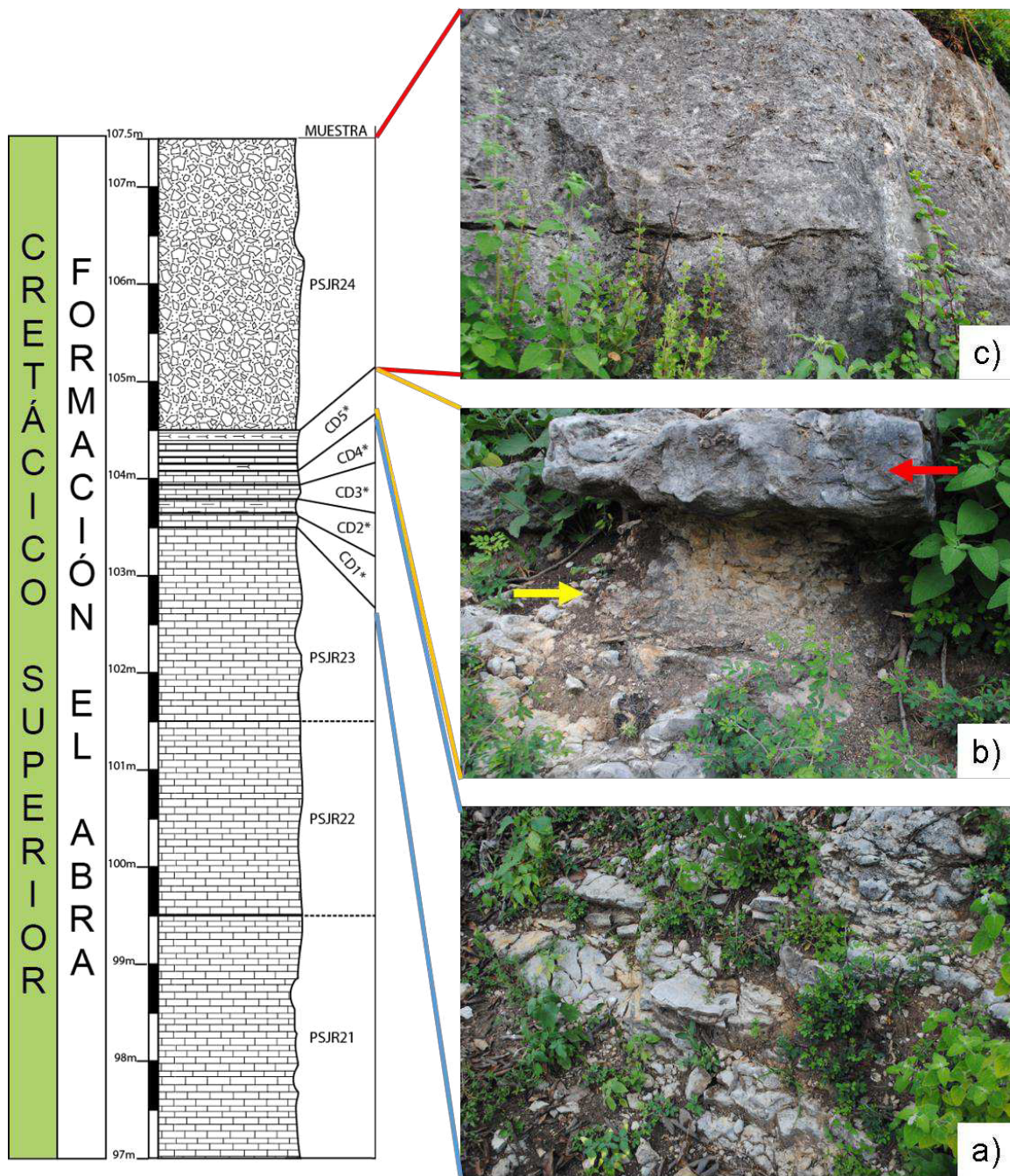


Figura 29. Características litológicas de una porción de la parte media del perfil. **a)** Secuencia de caliza intercalada con yeso, **b)** Capa de yeso (flecha amarilla) y caliza (flecha roja). Nótese en las rocas, la diferencia en el color de intemperismo y la resistencia a la erosión, **c)** Brecha masiva.

V. ANÁLISIS GEOQUÍMICO Y MINERALÓGICO

Después del depósito de los sedimentos, muchos de los minerales presentes en las rocas se reorganizan tanto física como químicamente en respuesta a las condiciones del ambiente. El desequilibrio químico entre las diferentes fases minerales y el agua que los rodea provoca la reorganización de las rocas sedimentarias, este proceso es conocido como diagénesis.

Por lo tanto, la diagénesis en las rocas carbonatadas es la interacción entre minerales carbonatados y aguas de diferente composición, tales cambios involucran procesos químicos, mineralógicos y biológicos. Con el tiempo, como los carbonatos sean depositados, enterrados, expuestos y/o erosionados, interaccionan de diferente manera con aguas profundas, marinas o meteóricas, cuya composición original puede ser substancialmente modificada (James et al. 2016).

La composición inicial de la roca fuente se puede ver afectada por la pérdida o adición de elementos, por lo tanto los datos geoquímicos pueden ser utilizados para evaluar procesos como procedencia, afinidad tectónica, transporte, ambiente de depósito y diagénesis de los afloramientos (Nesbitt et al. 2003; Zhang et al. 2017).

En este capítulo se analiza la geoquímica de las trece muestras seleccionadas (Tabla 4). Los elementos traza y de tierras raras (ETR) se han usado como indicadores de los cambios en las condiciones ambientales como eventos anóxicos (los únicas ETR sensibles a los cambios en las condiciones redox son el Ce y el Eu) a lo largo de la historia de la Tierra, para conocer el origen y diagénesis de los sedimentos. La geoquímica de elementos mayores en caliza está fuertemente controlada por los eventos tectónicos. La concentración de las ETR en caliza es generalmente baja y varía dependiendo del marco tectónico en que se desarrollan, en agua de mar presentan un patrón enriquecido de elementos de tierras raras pesadas (ETRP) (Frimmel, 2009; Mata et al. 2012; Zhang et al. 2017).

Tabla 4. Concentraciones de los elementos mayores (% peso), traza y tierras raras (ppm) para las muestras seleccionadas.

Muestra	PSJR 01	PSJR 06	PSJR 09	PSJR 13	PSJR 15	PSJR 18	CD1	CD2	CD3	CD4	CD5	Yeso	PSJR 25
Elementos traza (ppm)													
Ba	4.192	2.123	2.821	3.430	4.337	3.733	10.194	6.443	3.044	4.166	4.159	13.991	3.420
Rb	2.510	2.127	3.544	4.372	0.355	0.272	5.096	5.122	3.465	5.301	3.899	17.515	1.799
Sr	193.598	156.104	192.885	151.567	135.088	279.984	277.150	284.019	219.369	260.964	249.379	263.468	127.935
Y	2.299	0.233	0.199	0.389	0.029	0.164	0.397	0.439	0.230	0.790	1.006	2.891	0.325
Zr	0.638	0.314	0.734	1.497	0.075	0.099	1.454	1.070	0.474	1.459	1.661	11.840	0.428
Nb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.032	0.000
Th	0.161	0.000	0.026	0.026	0.002	0.013	0.076	0.065	0.024	0.017	0.036	1.009	0.008
Ni	3.720	4.673	4.187	5.477	2.994	2.996	6.767	6.744	4.292	5.756	3.993	7.546	3.462
V	12.044	9.878	12.156	18.662	2.761	2.407	10.494	14.567	8.411	12.600	7.566	26.386	8.469
Cr	5.470	3.988	4.243	5.686	2.154	1.617	5.226	9.197	4.106	6.330	4.418	10.966	4.327
Sc	0.657	0.214	0.432	0.842	0.078	0.034	0.871	0.879	0.513	0.672	0.868	1.612	0.250
Co	0.615	0.527	0.685	0.675	0.448	0.453	2.162	1.176	0.828	0.695	0.549	1.980	0.619
Hf	0.021	0.009	0.020	0.043	0.002	0.002	0.037	0.033	0.015	0.048	0.044	0.346	0.013
K	3017.753	192.141	199.778	372.596	13.406	109.587	363.848	350.561	199.260	605.142	725.360	2598.293	269.403
P	231.947	5.208	5.099	20.790	0.000	2.184	26.902	21.112	7.689	38.828	51.859	201.216	9.806
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	33.837	69.163	0.000	0.000	0.000	181.256	0.000
Elementos de tierras raras (ppm)													
La	17.167	1.192	0.894	1.423	0.154	0.457	1.816	2.198	1.605	2.934	2.926	12.389	0.994
Ce	8.304	0.736	0.675	1.085	0.151	0.375	1.281	1.201	0.920	1.577	2.092	8.049	0.653
Pr	8.976	0.753	0.604	1.146	0.074	0.307	1.334	1.530	0.940	1.882	2.093	9.316	0.693
Nd	6.275	0.594	0.463	0.866	0.070	0.219	1.020	1.147	0.759	1.440	1.578	6.614	0.555
Sm	3.151	0.292	0.297	0.477	0.045	0.144	0.592	0.561	0.383	0.748	0.938	3.580	0.374
Eu	0.768	0.137	0.129	0.187	0.009	0.059	0.325	0.295	0.195	0.444	0.259	1.000	0.198

Tabla 4. Continuación...

	PSJR 01	PSJR 06	PSJR 09	PSJR 13	PSJR 15	PSJR 18	CD1	CD2	CD3	CD4	CD5	Yeso	PSJR 25
Gd	1.929	0.171	0.156	0.269	0.025	0.083	0.295	0.310	0.239	0.456	0.576	1.915	0.188
Tb	1.671	0.116	0.100	0.224	0.000	0.040	0.260	0.214	0.155	0.362	0.428	1.621	0.159
Dy	1.581	0.136	0.113	0.214	0.013	0.063	0.213	0.204	0.137	0.333	0.414	1.461	0.145
Ho	1.633	0.085	0.074	0.166	0.000	0.035	0.189	0.162	0.122	0.302	0.414	1.277	0.100
Er	1.460	0.093	0.097	0.180	0.006	0.053	0.176	0.169	0.096	0.293	0.351	1.257	0.131
Tm	1.494	0.034	0.034	0.135	0.000	0.014	0.174	0.135	0.051	0.250	0.334	1.295	0.062
Yb	1.176	0.073	0.063	0.142	0.006	0.038	0.146	0.149	0.078	0.227	0.360	1.228	0.112
Lu	1.210	0.063	0.042	0.144	0.000	0.008	0.126	0.118	0.052	0.202	0.331	1.181	0.079

5.1 Elementos traza

La composición química y mineralógica original de las rocas y su ambiente de formación controlan los contenidos y distribución de los elementos traza y ETR, por lo que diferentes tipos de rocas en diferentes ambientes tectónicos tendrán comportamientos distintos de los elementos (Taylor y McLennan, 1980; Cullers y Graf, 1983).

En los carbonatos el contenido de los elementos traza está controlado por diversas actividades en los cationes del agua lo que puede ser asociado específicamente a procesos de la oxidación de la materia orgánica (Theiling et al. 2007).

Los elementos traza pueden incorporarse en los minerales carbonatados por medio de diferentes mecanismos (McIntire, 1963) como: a) sustitución del Ca^{2+} en la estructura del CaCO_3 , b) incorporación intersticial entre los planos estructurales, c) ocupando posiciones libres debido a defectos en la estructura cristalina, d) por adsorción debida a cargas iónicas remanentes, e) incorporándose en forma de inclusiones no carbonatadas (restos siliciclásticos, inclusiones fluidas, etc.).

De los numerosos elementos traza posibles de analizar, pocos son los que ofrecen un cierto interés en los carbonatos. La incorporación de los elementos traza en la calcita o dolomita dependen de la cristalografía mineral. Fe, Mn, y Sr son los elementos que más se utilizan para conocer los procesos diagenéticos debido a que estos cationes bivalentes sustituyen fácilmente al Ca y Mg en la estructura cristalina de los carbonatos (James et al. 2016).

Derry et al. (1992) y Jacobson et al. (1999) sugieren que la relación $\text{Mn/Sr} < 2$ muestran una constitución elemental inalterada en las rocas y composiciones isotópicas de Sr consistentes. La mayoría de las muestras analizadas presentan Mn/Sr relativamente bajas con concentraciones de 0.1002 a 0.3241, estos valores señalan que la Formación El Abra en el área de estudio mantiene sus principales señales geoquímicas.

5.2 Elementos de tierras raras (ETR)

Los ETR se suministran al océano por medio de ríos, entradas eólicas, fuentes hidrotermales, etc., y su eliminación e incorporación en las rocas depende del proceso de sedimentación. Estos elementos son insolubles y se encuentran en pequeñas cantidades en el agua de mar, por ello, su procedencia en los sedimentos es el factor de mayor importancia que contribuye al contenido de estos elementos (McLennan, 1980).

Debido a que este grupo de elementos presentan propiedades químicas similares, los ETR de ambientes sedimentarios de plataformas carbonatadas normalizados a condritas típicamente muestran un decaimiento de concentraciones de ETRL a ETRP y anomalías negativas de Eu (Bea, 2015).

La normalización tiene como propósito deshacer el efecto de zig-zag o mejor conocido como efecto “Oddo – Harkins” eliminando las variaciones naturales en las concentraciones de ETR además permite la comparación con la composición inicial de la tierra. Para este trabajo los ETR se normalizaron respecto a los valores de condritas propuestos por Taylor y McLennan (1980), (Tabla 5).

Tabla 5. Valores de normalización de condritas de corteza continental propuestos por Taylor y McLennan (1980).

ETR	Condritas (ppm)	ETR	Condritas (ppm)
La	0.367	Tb	0.058
Ce	0.957	Dy	0.381
Pr	0.137	Ho	0.085
Nd	0.711	Er	0.249
Sm	0.231	Tm	0.035
Eu	0.087	Yb	0.248
Gd	0.306	Lu	0.038

El patrón de ETR para la Formación El Abra en el área de estudio muestra un enriquecimiento de ETRL y un decaimiento hacia los ETRP con intervalos de $(La/Yb)_n = 8.12 - 27.37$, además presentan anomalías de Ce y Eu como se observa en la Figura 30.

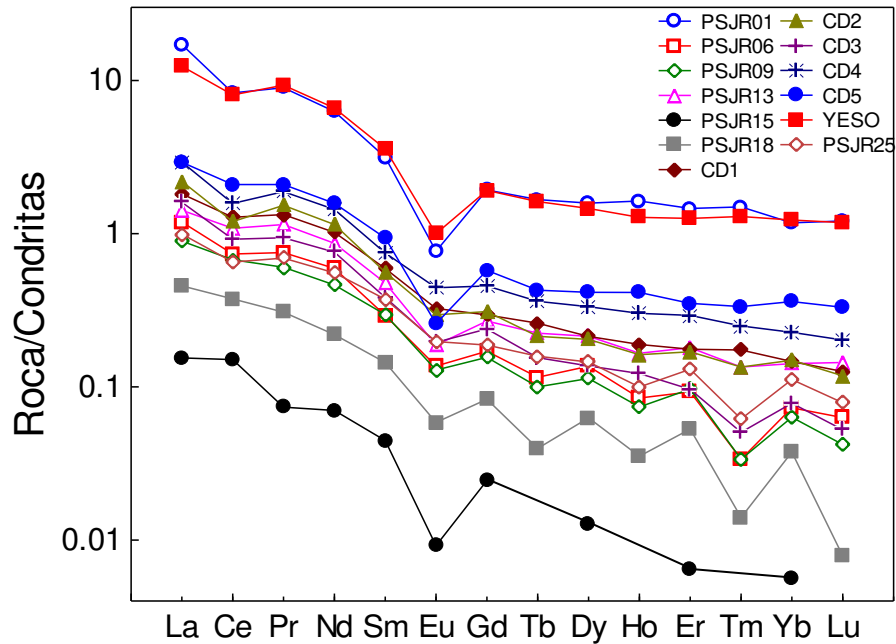


Figura 30. Patrones de elementos de tierras raras en las muestras analizadas normalizados a condritas. Datos de normalización tomados de Taylor y McLennan (1980).

5.2.1 Anomalías de Ce y Eu

En los carbonatos marinos y arrecifales las anomalías negativas de Ce son típicas en los diagramas de ETR, estas anomalías son sensibles a condiciones de oxigenación, por lo tanto, se utilizan para conocer los ambientes paleo-redox del agua de mar en el tiempo en que los ETR fueron incorporados en los sedimentos marinos. En presencia de oxígeno el Ce^{3+} se oxida a Ce^{4+} , donde ya no participa en las reacciones de intercambio sólido-solución, dejando el agua de mar agotada en Ce en relación con otros ETR trivalentes (Liu et al. 1998; Kasper et al. 2010; Bea, 2015). Este fraccionamiento de Ce solo ocurre en condiciones de oxigenación y las anomalías se pueden calcular por la siguiente ecuación:

$$\text{Ce/Ce}^*: \frac{\text{CeN}}{\sqrt{(\text{LaN} * \text{PrN})}}$$

Las muestras con valores de Ce/Ce* y Eu/Eu* < 1 se consideran como anomalías negativas.

Los valores de Ce/Ce* en las rocas de la Formación El Abra en el área de estudio están en un intervalo de 0.6546 a 1.4118 (Tabla 4). Todas las muestras a excepción de la PSJR15 (1.4118) muestran anomalías negativas de Ce. Las anomalías negativas indican un ambiente con condiciones óxicas mientras que las anomalías positivas son indicadores de un ambiente anóxico.

La concentración de ETR de sedimentos y precipitados químicos de agua de mar, generalmente muestran una composición de corteza superior, así como distintas anomalías negativas de Eu, mientras que las anomalías positivas de Eu no son comunes en agua de mar, la influencia de soluciones hidrotermales, entradas eólicas, enriquecimiento de feldespatos y diagénesis son los principales causantes de estas anomalías positivas (Piper, 1974, MacRae et al. 1992). Las anomalías de Eu se calculan de la siguiente manera:

$$\text{Eu/Eu}^*: \frac{\text{EuN}}{\sqrt{(\text{SmN} * \text{GdN})}}$$

Las rocas de la Formación El Abra en el área de estudio presentan anomalías negativas de Eu con valores que están en un intervalo de 0.2781 a 0.7785 (Tabla 4). Además, las concentraciones de Eu muestran una correlación positiva con Y (r=0.96) lo cual sugiere el origen no diagenético de este elemento.

5.2.2 Clasificación de los ambientes tectónicos

Zhang et al. (2017) propusieron un conjunto de diagramas bivalentes para clasificar a los carbonatos en diferentes marcos tectónicos: placa oceánica, margen continental activo, margen continental pasivo e interior del continente. De una manera generalizada las rocas se pueden clasificar en dos grupos, mar abierto y margen continental. Las anomalías de Ce presentan una correlación positiva con el enriquecimiento de ETRL sobre las ETRM y ETRP. Las muestras caen dentro del campo de márgenes continentales como se observa en la Figura 31 a-d. La relación $(La/Ce)_n$ en las rocas de margen continental presentan valores <2 y exhiben una correlación negativa con la anomalía de Ce ($r = -0.8429$; Figura 31d)

Las anomalías de Eu se correlacionan negativamente con Ce/Ce^* ($r = -0.4525$). En la Figura 32a, se observa que la mayoría de las muestras se clasifican dentro de un ambiente tectónico de márgenes y algunas pocas están en la zona de transición entre el ambiente de márgenes y el de mar abierto.

En los diagramas de anomalías de la contra ETRL/ETRM, ETRL/ETRP y ETRM/ETRP (Figura 32b-d respectivamente), las rocas de márgenes continentales se separan de las de mar abierto por presentar valores de $(La/Yb)_n$, $(La/Sm)_n$ y $(Sm/Yb)_n$ mucho más grandes. Estos resultados se pueden comparar con los obtenidos por Zhang et al. 2017.

Las relaciones ETRL/ETRP se correlacionan positivamente con las ETRM/ETRP y ETRL/ETRM ($r = 0.8874$, 0.3536 respectivamente). Por el contrario las relaciones ETRL/ETRM presentan una correlación negativa con ETRM/ETRP ($r = -0.1052$). Todas las muestras pertenecen a un ambiente de márgenes continentales (Figura 33a-c)

La geoquímica de los carbonatos de márgenes continentales está influenciada por clastos terrígenos.

En base a los estudios en los ETR se concluye que las muestras presentan una tendencia de enriquecimiento de ETRL hacia ETRP ubicándose en un ambiente tectónico de marco continental pasivo.

Los márgenes pasivos presentan poca o nula actividad sísmica o volcánica y los materiales provenientes por la erosión se acumulan en estas zonas. Los márgenes continentales pasivos consisten en la plataforma continental, el talud continental y pie de talud.

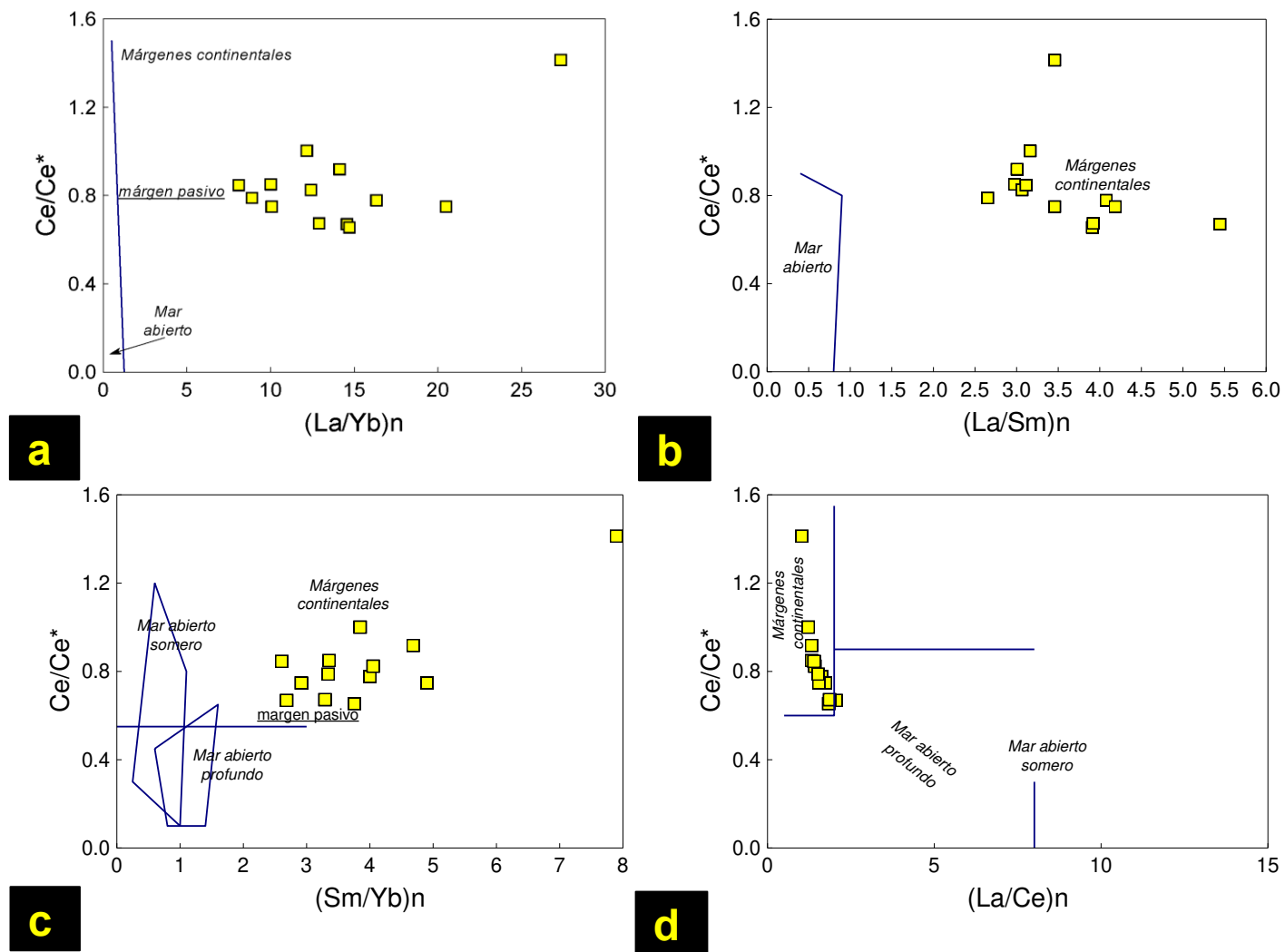


Figura 31. Diagramas de correlación de Ce/Ce^* contra **a)** $(La/Yb)_n$, **b)** $(La/Sm)_n$, **c)** $(Sm/Yb)_n$ y **d)** $(La/Ce)_n$ normalizados a condritas. En el diagrama se muestran los ambientes en que se depositaron las roc

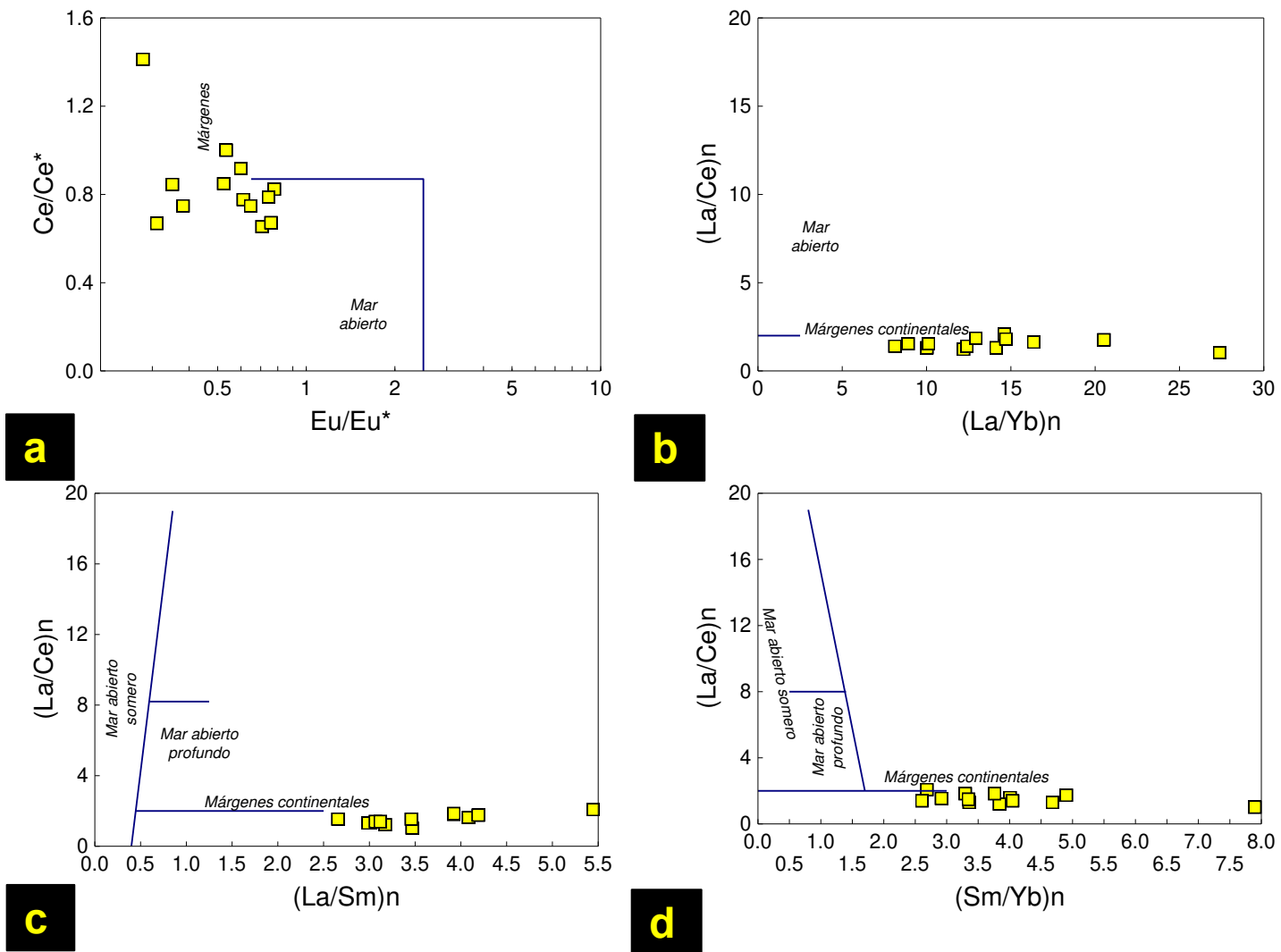


Figura 32. Diagramas de correlación de **a)** Eu/Eu^* contra Ce/Ce^* y **b)** $(La/Ce)n$ contra $(La/Yb)n$, **c)** $(La/Ce)n$ contra $(La/Sm)n$ y **d)** $(La/Ce)n$ contra $(Sm/Yb)n$ normalizados a condritas. En el diagrama se muestran los ambientes en que se depositaron las rocas.

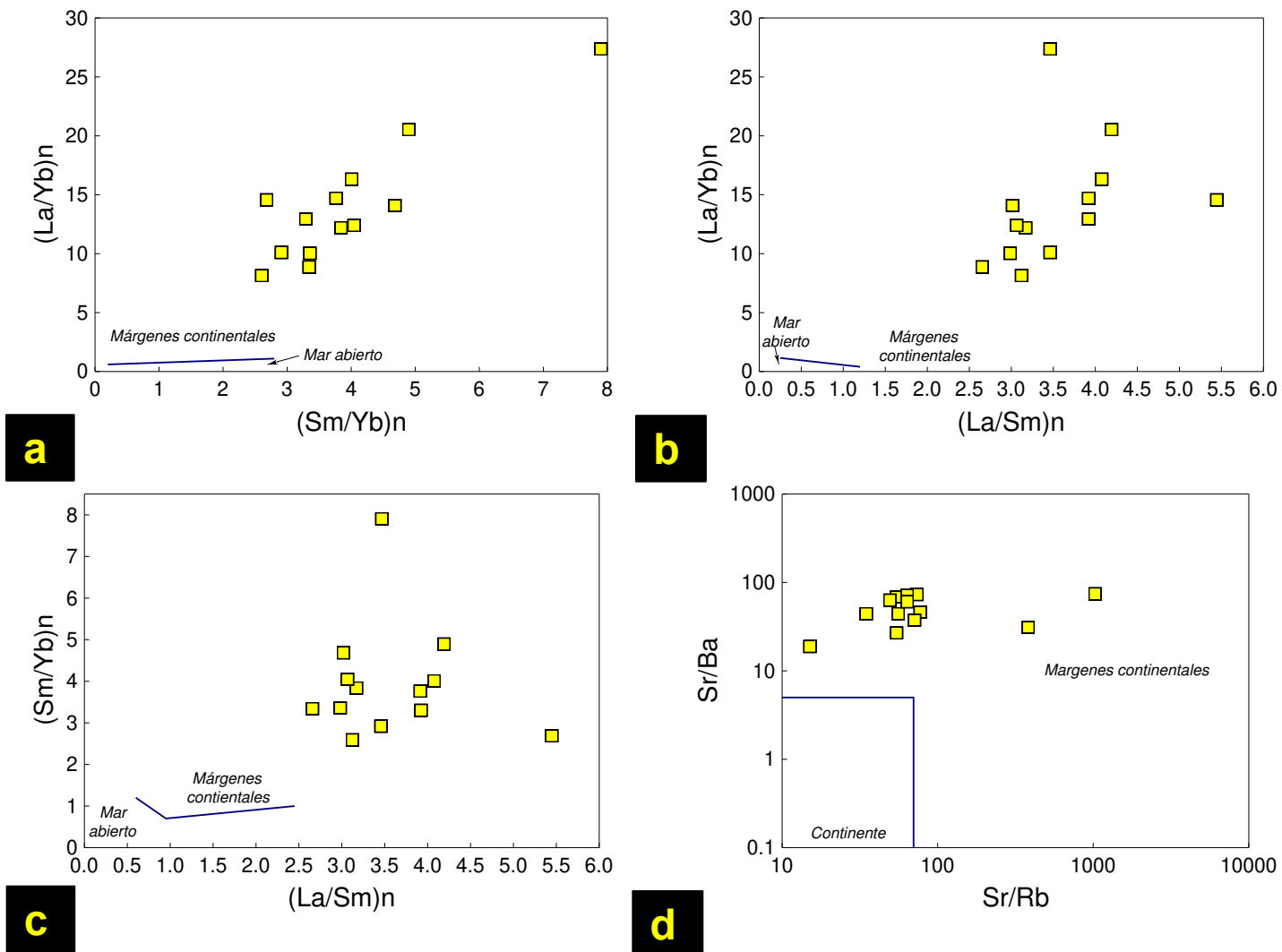


Figura 33. Diagramas de correlación de $(La/Yb)_n$ contra **a)** $(Sm/Yb)_n$, **b)** $(La/Sm)_n$, **c)** $(Sm/Yb)_n$ contra $(La/Sm)_n$ normalizados a condritas y **d)** Sr/Ba contra Sr/Rb . En el diagrama se muestran los ambientes en que se depositaron las rocas

5.3 Mineralogía

La formación y diagénesis de los carbonatos están controlados principalmente por la química del agua. Una vez formados, los carbonatos pueden ser modificados por recristalización, remplazamiento, disolución, etc.

Para conocer los componentes minerales en la secuencia estudiada, se examinó un total de once muestras de caliza, una de brecha y una muestra de yeso. Los minerales fueron analizados por difracción de rayos X y se definió el porcentaje de cada uno de ellos.

La difracción de rayos X, es la técnica más común utilizada para estudiar las características de la estructura cristalina y para determinar la mineralogía de las rocas. Como técnica, la difracción de rayos X es atractiva debido a su velocidad y facilidad de rendimiento además de que requiere solo pequeñas cantidades de material, no es destructiva, y puede usarse para análisis semicuantitativos de mezclas poliminerale (Poppe et al. 2002).

El fenómeno de la difracción puede describirse con la Ley de Bragg, que predice la dirección en la que se da interferencia constructiva entre haces de rayos X dispersados coherentemente por un cristal:

$$n\lambda = 2d \sin\theta$$

λ : longitud de onda del haz incidente de rayos X.

d : distancia entre los planos difractantes en cuestión, e. d. la distancia interplanar o el espacio del grupo de planos reticulares sobre el cual incide la radiación.

θ : ángulo de incidencia (también ángulo Bragg) medido entre los planos en consideración y el haz incidente.

Los patrones de difracción de rayos X indican la presencia de Calcita (Ca) como mineral predominante en las muestras y en menor cantidad se observan minerales como el cuarzo (Qz), alumohidrocalcita (Al) en la muestra PSJR15 y yeso (Y) como en el caso de la muestra YESO (Figuras 34-36).

Las rocas de la Formación El Abra en Peña de Salazar son carbonatos puros cuya composición mineralógica es principalmente calcita. En los difractogramas no se observa la presencia de minerales arcillosos y el contenido de silicatos, en este caso el cuarzo, es relativamente bajo. Así mismo la presencia de minerales de yeso confirma que la formación sufre un proceso de evaporación durante su depósito.

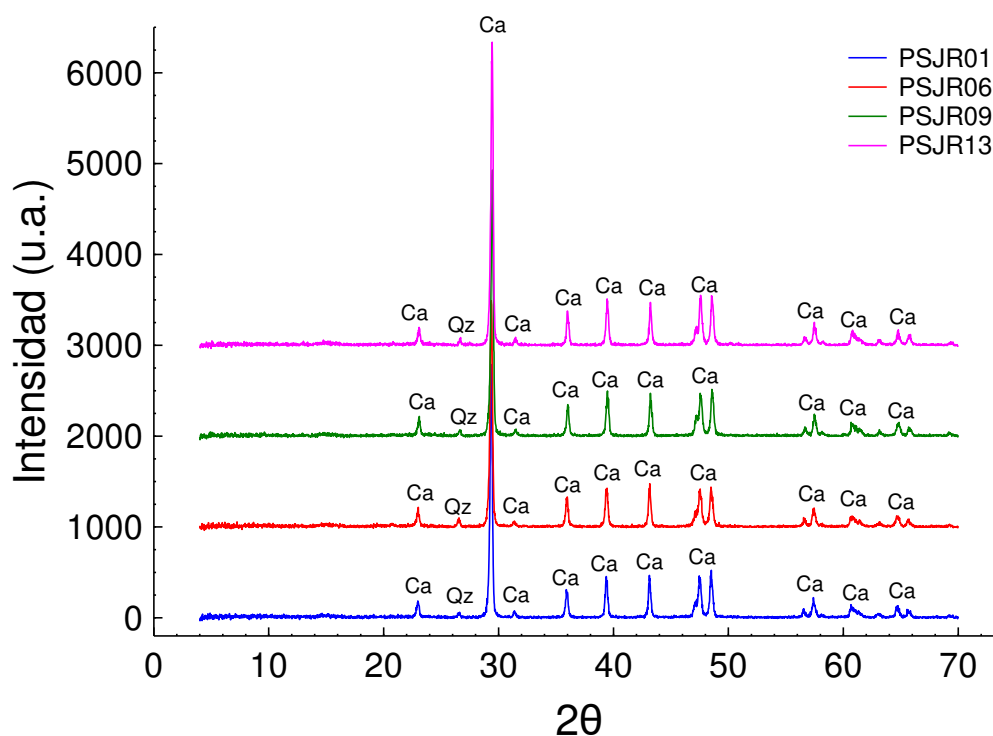


Figura 34. Difractograma que muestra los principales minerales presentes en las rocas del área de estudio (Muestras PSJR01, 06, 09, 13).

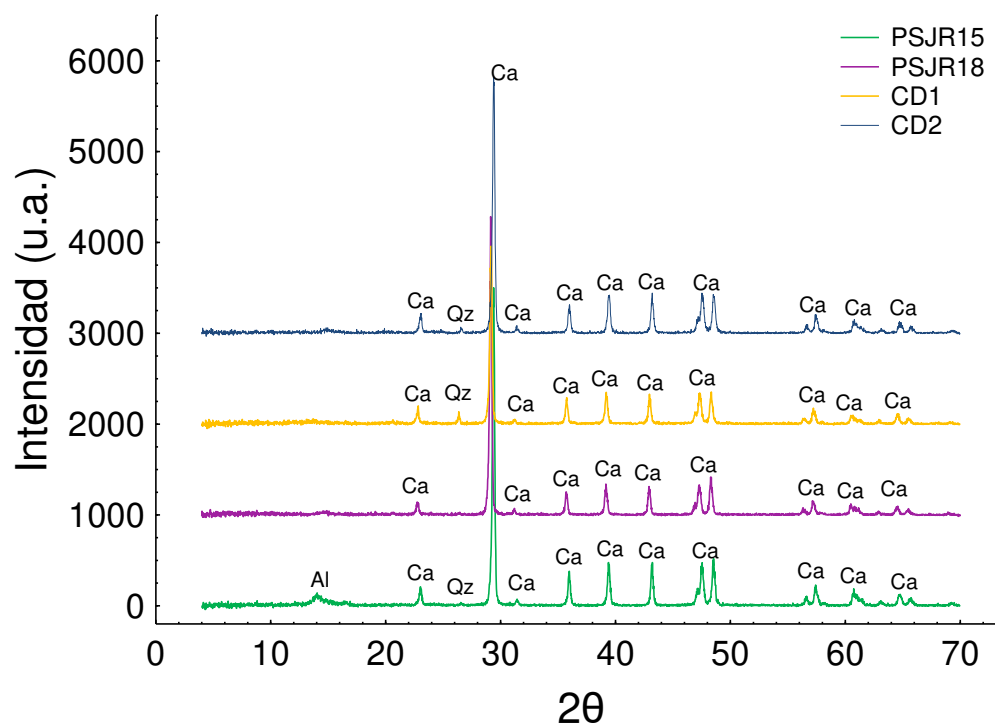


Figura 35. Difractograma que muestra los principales minerales presentes en las rocas del área de estudio (Muestras PSJR15, 18, CD1, 2).

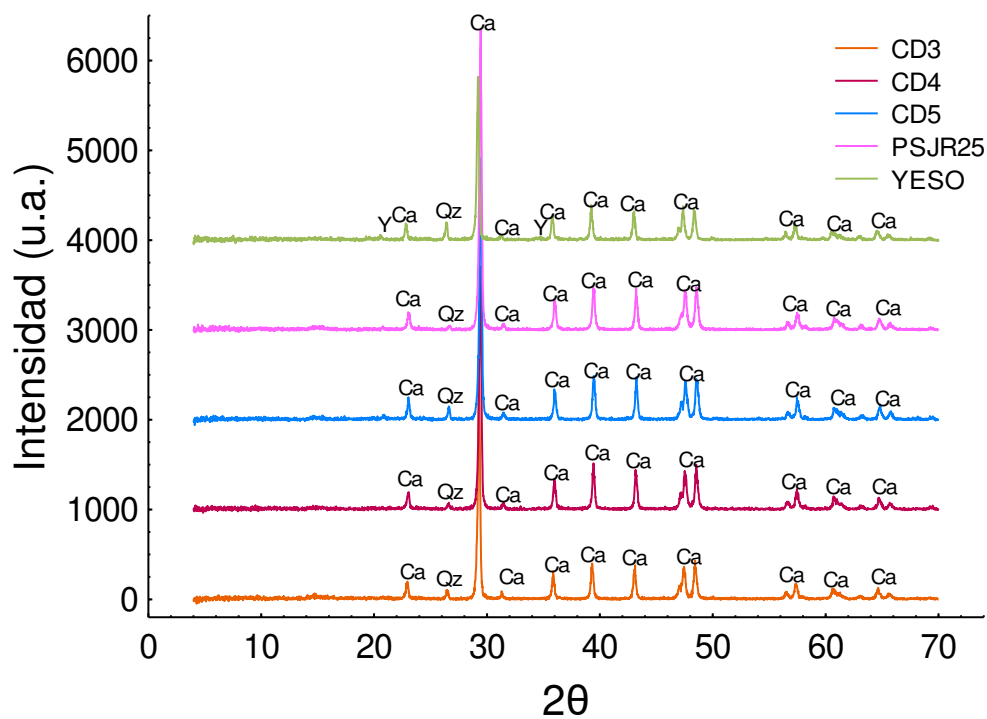


Figura 36. Difractograma que muestra los principales minerales presentes en las rocas del área de estudio (Muestras CD3, 4, 5, PSJR25, YESO).

VI. MODELO DE DEPÓSITO Y DISTRIBUCIÓN DE FACIES

Un modelo de depósito de facies es el conjunto de todas las características (litológicas, petrográficas, paleontológicas, etc.) presentes en un sistema deposicional. Los principales criterios que se utilizan para crear un modelo son los cambios en el relieve del fondo marino (morfología de la plataforma/cuenca), las barreras verticales representadas por las olas y los niveles de la marea y por las diferencias laterales en la composición de los sedimentos y la biota.

Se analizaron y describieron un total de 31 láminas delgadas, utilizando las clasificaciones para rocas carbonatadas de Dunham (1962) y Embry y Klovan (1971) y se identificaron texturas que van desde *mudstone* hasta *floatstone*. La fauna y flora están representadas cuantitativamente de mayor a menor relevancia paleoecológica por rudistas, foraminíferos bentónicos aglutinados y porcelanados, algas verdes dacicladáceas y gimnocodáceas, fragmentos de concha de bivalvos, gasterópodos, ostrácodos, peloides, calciesferas y radiolas.

Para desarrollar el modelo de depósito se utilizaron las clasificaciones de zonas de facies (ZF) y microfacies estándar (SMF) propuestas por Wilson (1985) y Flügel (2004), respectivamente.

El término SMF fue introducido por Wilson (1975) quien menciona un conjunto de “24 microfacies”, posteriormente Flügel (2004) hace modificaciones a esta clasificación. Las SMF se derivan de los tipos de microfacies presentes en el área local y son el conjunto de criterios paleontológicos y sedimentológicos que ayudan a reconocer las ZF. Las ZF de acuerdo a Wilson (1975) son cinturones que permiten diferenciar cambios de acuerdo a criterios sedimentológicos y biológicos y que ocurren a lo largo del transecto de la plataforma – talud – cuenca. En la Figura 37 se muestra una representación de las 10 ZF propuestas inicialmente por Wilson (1975) y posteriormente modificadas por Schlager (2002) y Flügel (2004) (*en* Flügel, 2004).

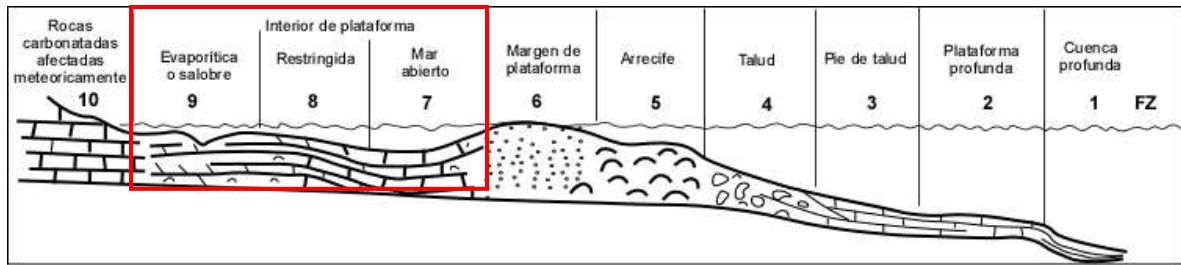


Figura 37. Plataforma carbonatada con borde: cinturón de facies de Wilson (Flügel, 2004).

La baja diversidad de organismos y la litología registrada para esta área sugieren que la Formación El Abra se depositó en un ambiente entre el arrecife y la costa. En base a los resultados obtenidos en los análisis petrográficos, microfaciales y geoquímicos se coloca a la formación en una ZF-7 a 9 (Figura 38).

La ZF-7 llamada *Lagoon* cuando está protegida por bancos de arena, islas o arrecifes en el margen de la plataforma, está lo suficientemente conectada con el mar abierto para mantener la salinidad y temperatura cercana a la del océano. Localmente presenta parches arrecifales o bancos orgánicos. La biota está representada por organismos bentónicos de agua somera como algas, foraminíferos, bivalvos, gasterópodos y áreas con plantas marinas y parches arrecifales. Las texturas varían desde *mudstone* hasta *floatstone*.

La ZF-8 hace referencia al área de la plataforma interna que está protegida por el arrecife. Es una zona somera con estanques y lagunas de circulación restringida, su conexión con el agua de mar es escasa o nula. Los sedimentos son principalmente caliza de grano fino y dolomía de color claro con texturas que van de *mudstone* a *grainstone*. La influencia de terrígenos y la presencia de brechas sedimentarias son comunes en estas zonas. La biota es poco diversa pero con alto número de individuos, típicamente son foraminíferos miliólidos, ostrácodos, gasterópodos y algas.

La ZF-9 al igual que la ZF-8 está dentro de la zona eufótica. Tienen solo entradas episódicas de agua de marina y es de clima árido para que las evaporitas se puedan desarrollar. La biota en esta zona es escasa al igual que las litofacies las cuales presenta intercalaciones de yeso o anhidrita.

En la tabla 6 se muestra una síntesis de las ZF y SMF a las que pertenecen cada una de las asociaciones de facies descritas en el capítulo 2.

Tabla 6. ZF y SMF correspondientes a cada una de las asociaciones de facies presentes en el perfil en estudio.

AMF	MUESTRAS	ZF	SMF	TEXTURA	Características
1	PSJR01-08, 10,11	7	8	<i>W-G</i>	Organismos completos rudistas (formando parches) y foraminíferos bentónicos dentro de la plataforma.
2	PSJR14, 15, 17, 18, 27	8	18	<i>F</i>	Abundantes fragmentos de rudistas, foraminíferos bentónicos y algas calcáreas.
3	PSJR13, 16, 19-26	8	18	<i>W, G, P, F</i>	Foraminíferos bentónicos, gasterópodos, ostrácodos, algas calcáreas y radiolas.
4	PSJR9,12,24	8	24	<i>F-G</i>	Rudistas completos, foraminíferos bentónicos y clastos
5	CD1-CD5	9	25	<i>W-P</i>	Algas calcáreas y foraminíferos bentónicos, así como pellets.

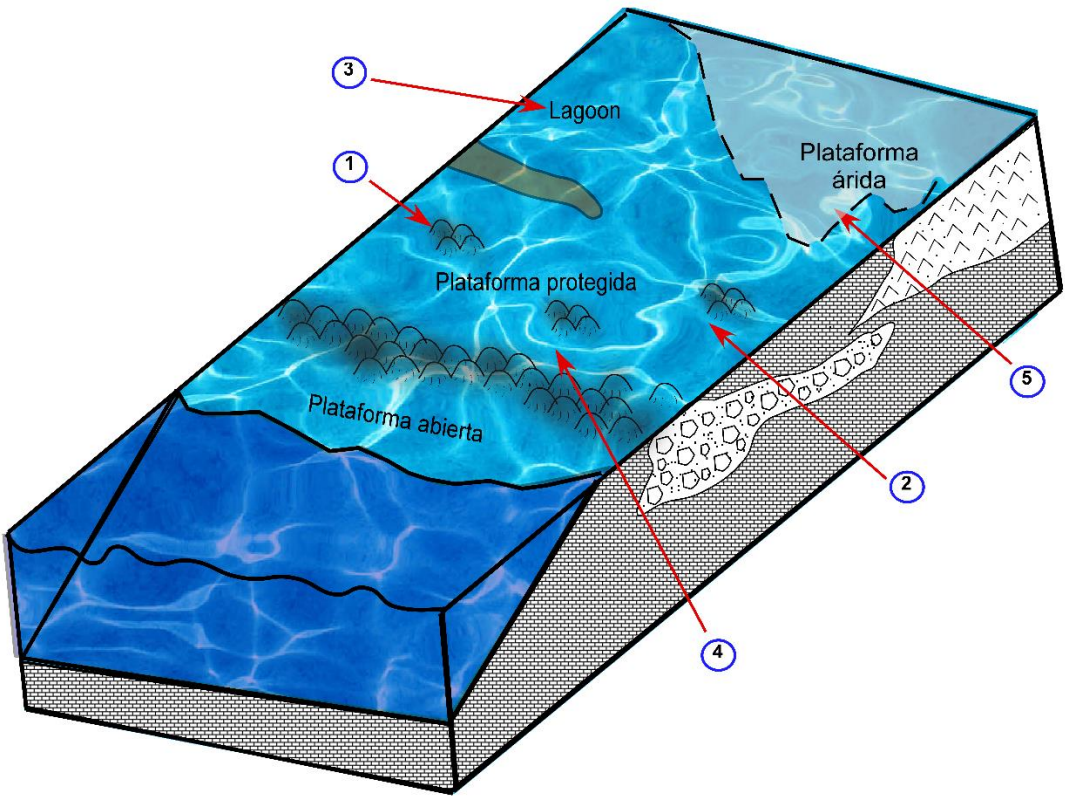


Figura 38. Diagrama interpretativo del paleoambiente de depósito para la Formación El Abra, en el área de estudio.

VII. CONCLUSIONES

La sección analizada con un espesor de 123.5 m corresponde a rocas carbonatadas y evaporíticas de la Formación El Abra presentes en el margen occidental de la Plataforma Valles - San Luis Potosí. A partir del estudio microfacial, paleontológico y geoquímicos realizado, se llega a las siguientes conclusiones.

- 1-Las rocas carbonatadas muestran un rango textural desde *wackestone* hasta *packstone* y *floatstone bioclástico*, siendo este último el más reconocible. Estas texturas micríticas implican una formación en agua muy tranquila con poco o nada de oleaje. Eventualmente se reconocen episodios caracterizado por un medio de alta energía representados por *grainstone*. De manera drástica se registra la presencia de yeso intercalado con caliza que pone en evidencia que en algún momento la plataforma sufre una evaporación y enseguida recupera las condiciones ideales para seguirse desarrollando.
- 2- De acuerdo al modelo de plataforma carbonatada con borde arrecifal de Wilson (1975), las texturas identificadas se ubican entre las zonas de facies (ZF) 7 que corresponden a plataforma interna o plataforma somera a ZF 9 que está asociada a zonas supramareales que favorecen la formación de yesos. La presencia de yesos puede explicarse a través de esporádicas inundaciones de la llanura.
- 3-Los componentes bioclásticos (rudistas, foraminíferos bentónicos, equinodermos, gasterópodos, ostrácodos y algas calcáreas) corresponden a esqueletos completos o segmentos individuales de fósiles los cuales en su conjunto representan una comunidad paleontológica constituida mayoritariamente por organismos bentónicos eufóticos y sésiles típicos de la zona nerítica de una plataforma de borde.

- 4-La biota identificada sugiere que las condiciones ambientales del mar poco profundo eran estables pues factores como la salinidad, la temperatura, el sustrato o la luz, favorecieron la distribución y abundancia de las asociaciones en la plataforma ya que grupos como los rudistas, las algas o los foraminíferos, son muy útiles en interpretaciones paleoambientales.
- 5-La edad de la columna estratigráfica se determinó en base a la asociación de foraminíferos bentónicos y rudistas. Se identificó la zona de *Pseudolituonella reicheli* de edad Cenomaniano medio - tardío, esta zona se caracteriza por la presencia *Pseudolituonella reicheli*, *Daxia cenomana*, *Cuneolina pavonia*, *C. parva*, *Peneroplis parvus*, *Nezzazatinella picardi* en asociación con algas calcáreas tales como *Thaumatoporella parvoversiculifera* y *Permocalculus irenae*. En base a la identificación de *Hippurites resectus*, el rango estratigráfico de la secuencia se prolonga hasta el Turoniano.
- 6-Las bajas concentraciones en la relación Mn/Sr (0.1002 a 0.3241) sugieren que las rocas de la Formación el Abra en el área de Peña de Salazar mantienen una composición elemental inalterada. El patrón de los elementos de tierras raras presenta un enriquecimiento de tierras raras ligeras y un decaimiento hacia tierras raras pesadas con anomalías de Eu y Ce, estas anomalías indican que la Formación El Abra se depositó en un ambiente marino con buena oxigenación.
- La composición de elementos de tierras raras coloca a la Formación El Abra en un ambiente tectónico de margen continental pasivo lo cual coincide con los resultados obtenidos por los análisis microfaciales y paleontológicos.
- 7-La mineralogía de las rocas de la Formación El Abra en el perfil Peña de Salazar está compuesta principalmente por calcita y en segundo plano por minerales tales como cuarzo, alumohidrocalcita y yeso. La ausencia de minerales

arcillosos indica que no hubo influencia de materiales detríticos o de otras fuentes durante el depósito.

VIII. BIBLIOGRAFÍA

- Aguayo-Camargo, J.E. 1998. The middle Cretaceous El Abra limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east-central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 15(1). p. 1-8.
- Alencáster G., Aguilar J. 1996. *Jalpania queretana*, a new rudist (Bivalvia-Hippuritacea) from the mid-Cretaceous of central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. In Alencáster, G., Buitrón-Sánchez, B.E. (Eds.). Number devoted to the Third international Conference on Rudists. 12(2). p. 117-122
- Alencáster, G. 1999. New caprinid rudist genera *Guzzyella* and *Muellerriedia* (Bivalvia-Hippuritacea) from the Albian (Cretaceous) of central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. In Buitrón, B.E. (Ed.). Special issue dedicated to the memory of Emil Böse. 15(1). p. 91-105
- Alencáster, G., Oviedo, A. 1998. Re-examination of the genera *Texicaprina* Coogan, *Mexicaprina* Coogan and *Kimbleia* Coogan (caprinid rudists) from the Albian of central México. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*. 8 (2). p. 163-179
- Anjos Zerfass, G.S, Andrade, E.J. 2015. Foraminíferos e Bioestratigrafia: uma abordagem didática. *Terrae didatica*. 3(1). p. 18-35
- Arenillas, I. 2004. Foraminíferos: biología, organización de la concha y clasificación. En Molina, E. (Ed.) Micropaleontología. *Prensas Universitarias de Zaragoza. Zaragoza. España*. p. 95-126
- Basáñez Loyola, M., Fernández Turner, R., Rosales Domínguez, C. 1993. Cretaceous Platform of Valles – San Luis Potosí, Northeast central Mexico. In Simó, J., Scott. R., Masse, J.P. (Ed.). Cretaceous Carbonate Platforms, 56th Ed. *American Association of Petroleum Geologists*. Memoir 56. p. 51-59
- Bea, F. 2015. Geochemistry of the Lanthanide Elements. *XXXV Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía*, Huelva. 12p.

- Bilotte, M. 1984. Les grands foraminifères bétiques du Crétacé Supérieur Pyrénéen. Biostratigraphie. Réflexion sur les corrélations mésogéennes. In Oertli, H.J. (Ed.). *Benthos 83. 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera. Elf Aquitaine Esso REP and Total CF*. p. 61-67
- BouDagher-Fadel, M. 2008. Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera. *Elsevier, Amsterdam*. 544p.
- Carrillo-Bravo, J. 1971. La Plataforma Valles - San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. 23. p. 1-102
- Cárdenas Vargas, J. 1992. Monografía Geológico – Minera del Estado de San Luis Potosí. *Consejo de Recursos Minerales (CRM)*. 218p.
- Casas Peña, M. 2016. Revisión estratigráfica del Jurásico en el Cerro de la Cruz, Aramberri, Nuevo León. México. Tesis de maestría. *Universidad Autónoma de Nuevo León*. 156p.
- Cullers, R., Graf, J. 1983. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks – ore petrogenesis. In Henderson, P. (Ed.). *Rare-Earth Geochemistry. Elsevier, Amsterdam*. p. 275–312.
- Derry, L., Kaufman, A., Jacobson, S. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 56. p. 1317-1329.
- Dunham, R. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (Mémoire Special)*. Tulsa. p. 108-121
- Elliot, G. 1956. *Galaxaura* (calcareous algae) and similar fossil genera. *Journ. Esh. Acad. Sci.*, 46(11). p. 341-343
- Embry, A., Klovan, J. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Bank Island N.W.T. *Bull. Canadian Petrol. Geol.* 19. p. 730-781

- Fernández López, R. 2002. Temas de Tafonomía: Departamento de Paleontología-
Universidad Complutense de Madrid. 167p.
- Flügel, E. 2004. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis: interpretation and
Application. *Springer, Germany*. 976p.
- Frimmel, H.E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as
palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*. 258. p. 338–353
- Gindre-Chanu, L., Perri, E., Sharp, R., Peacock, D., Swart, R., Poulsen, R.,
Ferreira, H., Machado, V. 2018. Origin and diagenetic evolution of gypsum and
microbialitic carbonates in the Late Sag of the Namibe Basin (SW Angola). *In*
Jones, B., Knight, J. (Ed.), *Sedimentary Geology*. *Elsevier*. p. 133-153
- Granier, B. 2012. The contribution of calcareous green algae to the production of
limestones: a review. *Geodiversitas*, 34(1). p. 35-60
- Haldar, S., Tislijar, J. 2014. Introduction to mineralogy and petrology. *Elsevier*.
Amsterdam. 354p.
- Hottinger, L. 2006. Illustrated glossary of terms used in foraminiferal research.
Carnets de Géologie. Memoir 2. 43p.
- Jacobsen, S., Kaufman, A. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of
Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*. 161(1-3). p. 37-57.
- James, N., Jones, B. 2016. Origin of carbonate sedimentary rocks. *John Wiley &
Sons, Inc., Chichester, West Sussex*, 446p.
- Kasper-Zubillaga, J., Rosales-Hoz, L., Bernal, J. 2010. Rare earth elements in corals
from the Isla de Sacrificios Reef, Veracruz, Mexico. *Chemie Der Erde,
Geochemistry*. 70. p. 55-60.
- Knaust, D. 2017. Atlas of trace fossils in well core: appearance, Taxonomy and
interpretation Terminology and definitions. *Springer*. 207p.

- Loeblich, A.R., Tappan, H. 1988. Foraminiferal genera and their classification. *New York, Van Nostrand Reinhold Co.* 970 + 212p.
- López Doncel, R. 2003. La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles - San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 20(1). p 1-19
- López Doncel, R., Rodríguez Hernández, E., Navarro Moctezuma, A., Pichardo Barrón, Y., Aguilar Pérez, J., Alencáster Ybarra, G., López Oliva, G. 2008. Análisis de clastos en brechas calcáreas de una zona de transición "plataforma-cuenca"; implicaciones estratigráficas, deposicionales y de procedencia. *In resúmenes del 2° Simposio Geocientífico Internacional Linares*, p. 96-98
- López Doncel, R., Soto Araiza, R., Dircio Castro, D. 2008. Carta Geológico – Minera Peotillos F-14 – A75: Hoja Peotillos, escala 1:50,000, San Luis Potosí, México. *Servicio Geológico Mexicano*. 1 mapa con texto.
- López Palomino, I., Piña Arce, M. 2009. Léxico Estratigráfico de México: Formación El Abra. *Servicio Geológico Mexicano*, 7p. VER SGM 2009
- López Ramos, E. 1981. Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*. 5. p. 158-177
- López-Doncel, R., Rodríguez-Hernández, E., Cruz-Márquez, J., Navarro-Moctezuma, A., Pichardo-Barrón, Y., Aguilar-Pérez, J. 2007. Microfacial and stratigraphic relationships of the Aptian - Santonian deposits of a transitional "platform to- basin" area. An example at the east central portion of Mexico. (Resumen en extenso) *In: Díaz-Martínez, E., Rábano, I. (Eds.). 4th European Meeting on Paleontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero*. No. 8. Instituto Geológico Minero de España. Madrid. p. 251-255.
- Luna Rodríguez, J. 2008. Petrografía y geoquímica de isótopos estables (^{18}O - ^{13}C) en calizas de la Formación El Abra, Hidalgo, México: Implicaciones en

- ambientes diagenéticos. Pachuca. Tesis de licenciatura. *Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo*. 122p.
- MacRae, N., Nesbitt, H., Kronberg, B. 1992. Development of a positive Eu anomaly during diagenesis. *Earth and Planetary Science Letters*. 109. p. 585-591.
- McIntire, W. L. 1963. Trace element partition coefficients: a review of theory and applications to geology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 27(12). p. 1209-1264.
- McLennan, S., Hemming, S., McDaniel, D., Hanson, G. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Geological Society of America*. Special Paper 289. p. 21-40
- McLennan, S., Taylor, S. 1980. Geochemical standards for sedimentary rocks: trace- element data for U.S.G.S. Standards Sco-1, MAG-1 and SGR-1. *Chemical geology*. 29. p. 333-343
- Muir, M.J. 1936. Geology of the Tampico Region Mexico. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 20(10). p. 1-280
- Nesbitt, H. W. 2003. Petrogenesis of siliciclastic and sedimentary rocks. In: Lentz D.R. (Ed.), *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: Evolutionary consideration to Mineral deposits – forming environments*. *Geological Association of Canada*. New Foulard, Canada. GeoText 4. p. 39-51.
- Omaña Pulido, L. 2011. Bioestratigrafía, paleoecología y paleobiogeografía del Cretácico superior con base en foraminíferos de la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, México. México. Tesis de doctorado. *Universidad Nacional Autónoma de México*. 198p.
- Omaña, L., Torres, J.R, López Doncel, R., Alencáster, G., López-Caballero, I. 2014. A pithonellid bloom in the Cenomanian-Turonian boundary interval from Cerritos in the western Valles–San Luis Potosí platform, Mexico: Paleoenvironmental significance. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 31(1). p. 28-44

- Omaña, L., Torres, J., López, R., Alencáster, G. 2016. Cenomanian algae and microencrusters from the El Abra Formation, W Valles–San Luis Potosí, Mexico. *Paleontología Mexicana*, (1), p. 53-69.
- Omidvar, M., Mehrabi, H., Sajjadi, F., Bahramizadeh-Sajjadi, H., Rahimpour-Bonab, H., Ashrafzadeh, A. 2014. Revision of the foraminiferal biozonation scheme in Upper Cretaceous carbonates of the Dezful Embayment, Zagros, Iran: Integrated Palaeontological, Sedimentological and Geochemical Investigation. *Revue de Micropaléontologie*. 57(3). p. 97-116
- Oviedo García, A. 2005. Rudistas del Cretácico superior del centro al sureste de México (Recuento sistemático de rudistas americanos). España. Tesis de doctorado. *Universidad Autónoma de Barcelona*. 123p.
- Padilla y Sánchez, R. 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 59. p. 19-42.
- Pichardo Barrón, Y. 2008. Facies carbonatadas del Cretácico superior en un sector de la Sierra Madre Oriental, San Luis Potosí, México: microfacies y macrofauna. España. Tesis de doctorado. *Universidad Autónoma de Barcelona*. 132p.
- Pichardo-Barrón, Y., Aguilar-Pérez, J., Pons, J.M., López-Doncel, R. 2007. Carbonate microfacies in the western margin of the Valles - San Luis Potosi Platform, east-central Mexico. (Resumen en extenso) In: Díaz-Martínez, E., Rábano, I. (Eds.). *4th European Meeting on Paleontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero. No. 8. Instituto Geológico Minero de España. Madrid*. p. 315-321.
- Piper, D.Z. 1974. Rare earth elements in sedimentary cycles: A summary. *Chemical Geology*. 14. p. 285-304.
- Pons, J.M., Vicens, E. 2008. The structure of the outer shell layer in radiolitids rudists a morphoconstructional approach. *Lethaia*. 41. p. 219-234

- Pons, J.M., Vicens, E., Pichardo, Y., Aguilar, J., Oviedo, A., Alencáster, G., García-Barrera, P. 2010. A new early Campanian rudist fauna from San Luis Potosi in Mexico and its taxonomic and stratigraphic significance. *Journal of Paleontology*. 84(5). p. 974-995.
- Poppe, L., Paskevich, V., Hathaway, J., Blackwood, D. 2002. A Laboratory Manual for X-Ray Diffraction. *United States Geological Survey*. 88p.
- Rodríguez-Hernández, E.R., López-Doncel, R., Barboza-Gudiño, J.R., Cruz-Márquez, J. 2009. Análisis sedimentológico-facial de clastos formadores de brechas calcáreas cretácicas de una zona transicional de plataforma-cuenca en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 26(3). 687-708
- Salvador, A. 1987. Late Triassic – Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*. 71. p. 419-451
- Salvador, A. 1991. Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. In Salvador, A. (Ed.). *The Gulf of Mexico basin: The Geology of North America*. p. 389-444
- Sandoval Castillo, A. 2013. Geoquímica de las rocas carbonatadas de la Formación El Abra (Actopan), México: implicaciones de condiciones paleo-redox y procedencia. México. Tesis de licenciatura. *Universidad Nacional Autónoma de México*. 77p.
- Schlagintweit, F. 1991. On the occurrence of the genus *Permocalculus* Elliott, 1955 (Calcareous algae, Gymnocodiaceae) in the upper Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Branderfleck Formation, Gosau Formation) with the description of *Permocalculus gosaviensis* N. sp. *Revue de Paléobiologie*. 1(10). p. 37-46.
- Scott, J., Buatois, L., Mángano, M. 2012. Lacustrine environments. In Knaust, D., Bromley, R. (Eds.). *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*. 64. *Elsevier*. p. 379-417

- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2006, Formación Guaxcamá: Léxico Estratigráfico de México: Servicio Geológico Mexicano, 5 pp.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2007, Formación Tamabra: Léxico Estratigráfico de México: Servicio Geológico Mexicano, 4 pp.
- Skelton, P.W. 1976. Functional morphology of the Hippuritidae. *Lethaia* 9(1). p. 83-100
- Theiling, B., Railsback, L., Holland, S., Crowe, D. 2007. Heterogeneity in geochemical expression of subaerial exposure in limestones, and its implications for sampling to detect exposure surfaces. *Journal of Sedimentary Research*. 77. p. 159-169.
- Torres, J., Tristán, M., Labarte, G., Juárez, R., Sabanero, H., Mata, J, Martínez, M., Álvarez, V. 1999. Tomo 1. Informe de la Carta Geológico-Minera y Geoquímica, Carta Guadalcázar, escala 1:50,000. Servicio Geológico Mexicano (SGM) e Instituto de Geología. *Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP)*.
- Walker, R. 1984. Facies Models. 2nd Ed., *Geological Association of Canada. Toronto*. 317p.
- Wilson, J. 1975. Carbonate facies in geologic history. New York. *Springer-Verlag*. 470p.
- Wray, J. 1977. Calcareous algae. Developments in paleontology and stratigraphy. *Elsevier. New York*. 185p.
- Mata, P., López, N. 2012. Geoquímica de elementos traza y tierras raras en sedimentos marinos del margen Marroquí del Golfo de Cádiz. *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*. (16). p. 102-10
- Zhang, K., Li, Q., Yan, L., Zeng, L., Lu, L., Zhang, Y., Hui, J., Jin, X., Tang X. 2017. Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings. *Earth-Science Reviews*. 167. p.27–46